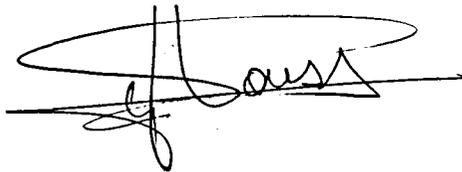


Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia.  
Universitat de Barcelona

Aplicación del método magnetotelúrico  
al estudio de la estructura litosférica  
de los Pirineos

Tesis presentada por Juanjo Ledo Fernández para optar al  
título de doctor en ciencias físicas.

Director:  
Dr. Jaume Pous

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Jaume Pous', with a large, sweeping flourish above the name.

Tutor:  
Dr. Josep A. Muñoz

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Josep A. Muñoz', with a large, sweeping flourish above the name.

Barcelona, 1996

### Campañas de MT en los Pirineos

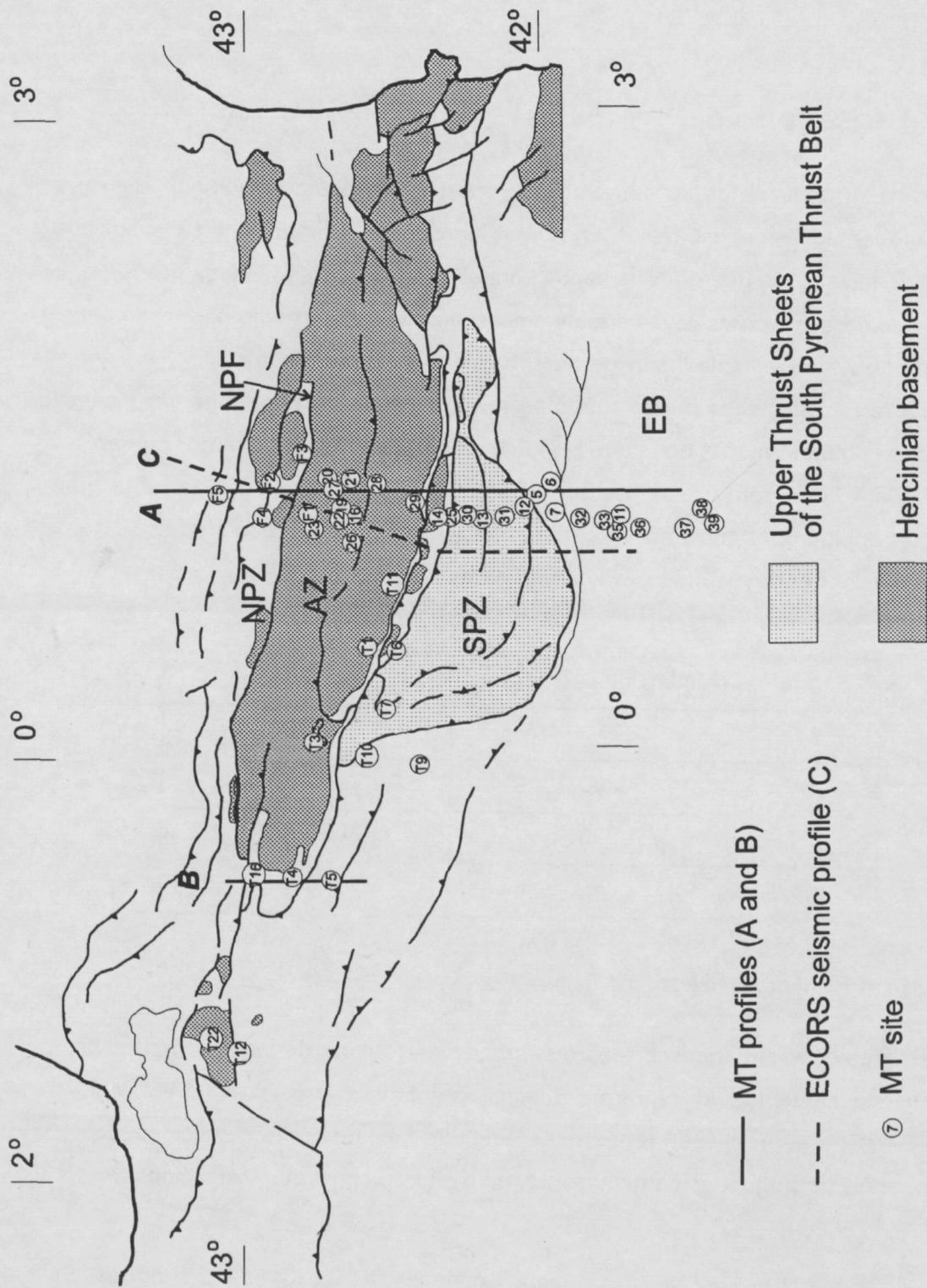
#### 6.1 Introducción

El estudio electromagnético de los Pirineos que se presenta en este trabajo ha consistido en la adquisición, procesado e interpretación de datos magnetotéluricos. La adquisición de datos se ha llevado a cabo en diversas campañas realizadas entre 1992 y 1996. Se han registrado un total de 56 estaciones de magnetotélurica distribuidas por todo el Pirineo. La densidad de los sondeos no es uniforme, la mayor parte de éstos (36) se realizaron a lo largo de un perfil norte-sur de 175 km de longitud, paralelo al perfil de sísmica de reflexión ECORS. Este perfil atraviesa los Pirineos Centrales, desde la Cuenca del Ebro hasta la Cuenca de Aquitania (fig. 6.1). El resto de sondeos (20) se hallan situados más hacia el oeste, en las zonas Surpirenaica y Axial (fig. 6.1). En cada uno de los sondeos se han registrado las componentes horizontales de los campos eléctrico y magnético con una estación MMS 03E de METRONIX del Departamento de Geología Dinámica, Geofísica y Paleontología de la Universidad de Barcelona. El registro de la componente magnética vertical sólo se realizó en aquellos sondeos en los que se consideró oportuno, en función de la morfología de los sondeos próximos. El tiempo medio de registro por estación fue de tres días, aunque algunas estaciones presentan registros de hasta cinco días. El rango de periodos en este estudio está comprendido entre 0.0128 s y 2000 s excepto en los sondeos realizados en la Cuenca del Ebro donde no se sobrepasaron los 512 s. Las direcciones de los ejes de medida fueron: norte-sur (eje  $x$ ) y este-oeste (eje  $y$ ).

En las zonas con una densidad de población elevada, la presencia de centrales eléctricas, líneas de alta tensión, trenes y en definitiva el elevado número de actividades industriales, pueden provocar un nivel de ruido superior a la señal natural. Este hecho condiciona la aplicación de los métodos electromagnéticos para estudios de carácter superficial en estas zonas. En los estudios de carácter regional se puede evitar en parte el ruido provocado por actividades industriales, alejando convenientemente el emplazamiento de la estación sin que la respuesta regional presente una variación importante. En un principio se pretendía realizar un perfil magnetotelúrico coincidente con el perfil de sismica de reflexión ECORS-Pyrenees. No obstante, el ruido presente en los primeros sondeos aconsejó trasladar el perfil más al este (ver fig. 6.1). Una vez proyectadas las localizaciones de los puntos de medida previstos, sobre un mapa, la instalación definitiva de cada sondeo estuvo condicionada por la existencia de ruido electromagnético. La estimación del ruido se realizó determinando el campo eléctrico para dos direcciones perpendiculares, para lo cual se medía la diferencia de potencial entre dos electrodos separados 50 m. Si la diferencia de potencial alterna ( $f < 50$  Hz) era superior a 0.1 mV (campo eléctrico 2  $\mu\text{V}/\text{m}$ ), en cualquiera de las direcciones, el punto de instalación no se consideraba adecuado. La localización de los emplazamientos adecuados es una tarea que consume mucho tiempo. En la Cuenca del Ebro el nivel de ruido fue más elevado que en el resto de zonas y la ubicación de las estaciones presentó una mayor dificultad. En las otras zonas la realización de los sondeos estuvo condicionada principalmente por la orografía del terreno. En algunos casos el emplazamiento tuvo que desplazarse hasta 5 km del punto previsto inicialmente.

Una vez se dispuso de las series temporales, se realizó una selección manual de los segmentos rechazando los contaminados por ruido. A continuación se efectuó el procesado robusto de los segmentos seleccionados siguiendo el esquema de Egbert y Booker (1986) y Junge (1992). Posteriormente se determinó

*Figura 6.1. (página siguiente) Mapa de situación de los sondeos magnetotelúricos. A: Perfil 1 (Ecors); B: Perfil 2 (Belagua); C: Perfil de sismica de reflexión ECORS-Pyrenees; EB: Cuenca del Ebro; SPZ: Zona Surpirenaica; AZ: Zona Axial; NPZ: Zona Norpirenaica; NPF: Falla Norpirenaica. Los círculos indican la posición de los sondeos de magnetotelúrica realizados.*



la dimensionalidad de las estructuras regionales y se realizó una clasificación regional de los sondeos.

## 6.2 Procesado de los datos

El procesado de las series temporales se ha realizado siguiendo el esquema presentado en el capítulo 4. En primer lugar se ha realizado una selección manual de los segmentos de cada banda para eliminar los contaminados por ruido. El número de segmentos registrados y seleccionados en promedio para cada banda se presenta en la tabla 1. En general, banda 1 presenta poco ruido y las series temporales registradas nunca sobrepasaron los cinco minutos. La banda 2 coincide con la banda muerta en la que la señal natural presenta un mínimo. En banda 3 y banda 4 el número de segmentos rechazados acostumbra a ser bastante grande, de ahí la importancia de tener registros temporales lo suficientemente largos para obtener unos resultados de calidad en estas bandas.

Banda	Número de segmentos	Selección
1	250	80 %
2	300	70 %
3	500	50 %
4	30	50 %

*Tabla 1. Porcentaje de segmentos seleccionados para cada banda.*

Tras la selección manual se realizó el procesado robusto de los segmentos seleccionados siguiendo el esquema descrito por Egbert y Booker (1986) y Junge (1992). Con el procesado robusto, el resultado final no se ve condicionado por la presencia de pequeñas cantidades de ruido en los segmentos seleccionados.

En la figura 6.2 se presentan las coherencias de todos los sondeos. Para mayor comodidad y simplicidad de la figura, los sondeos se han proyectado sobre un perfil norte-sur.

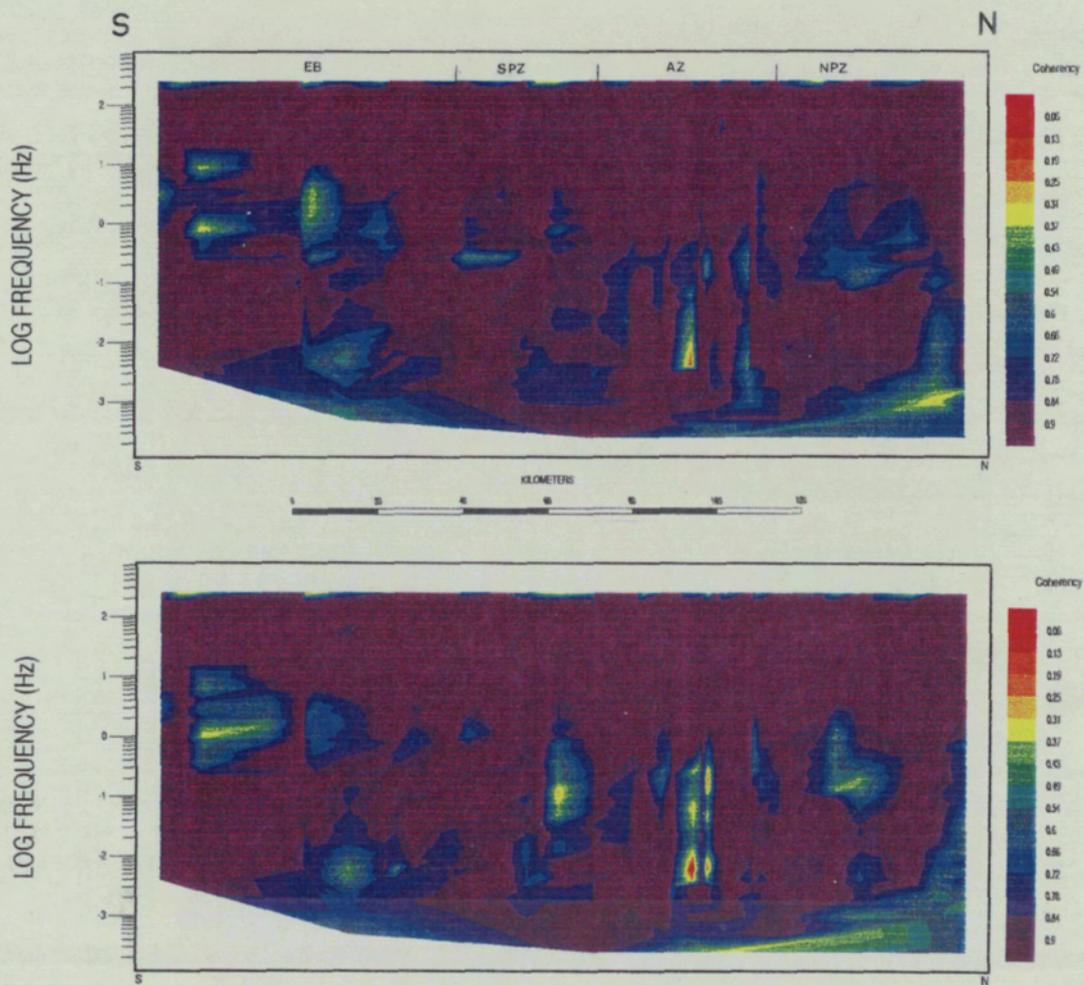


Figura 6.2. Pseudosección de la coherencia entre el campo eléctrico registrado y el previsto de todos los sondeos proyectados sobre un perfil norte-sur. (a) Polarización XY. (b) Polarización YX.

La coherencia se definió en el capítulo 4 como un parámetro para estimar la calidad de los datos disponibles. Sin embargo, no debe ser el único índice para estimar la calidad de los datos puesto que puede haber ruido coherente. Una estimación más fiable debe considerar además de la coherencia la morfología de las curvas de resistividad aparente y fase (descartar pendientes superiores a  $45^\circ$  y/o buscar correlaciones con los sondeos próximos). En la figura 6.2 se observa que, en general, las coherencias son superiores a 0.7 excepto para algunos periodos y sondeos determinados.

En la **Cuenca del Ebro** se observa una clara disminución de la coherencia en ambas polarizaciones para los periodos comprendidos entre 0.2 y 7 s. En este rango de periodos el ruido producido por las actividades industriales ocultó la señal natural en algunos sondeos. Las coherencias aumentan para periodos superiores a 0.7 s. En la figura 6.3 se presentan las coherencias del sondeo 6 que es

representativo de los sondeos realizados en la Cuenca del Ebro. Las coherencias de este sondeo son superiores a 0.7 para todo el rango de periodos, excepto para dos periodos cercanos a 1 s.

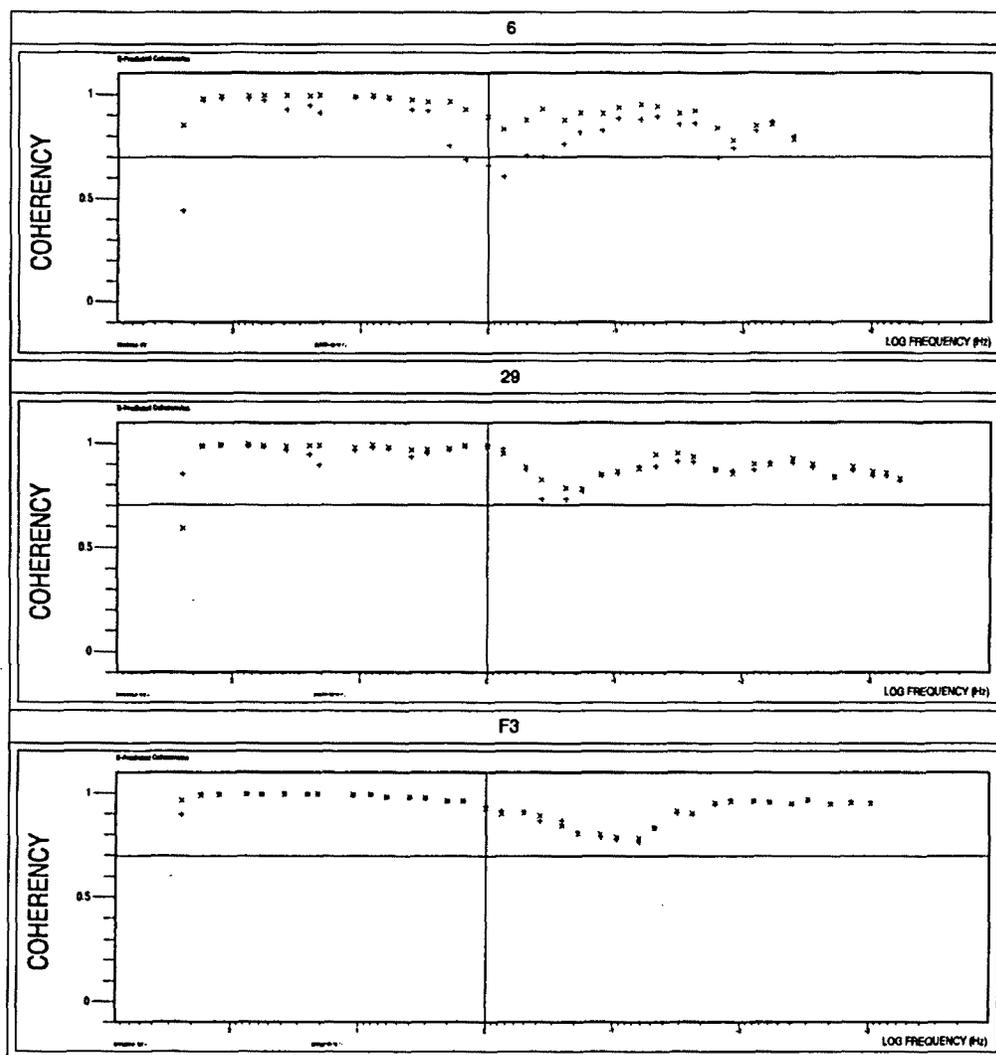


Figura 6.3. Coherencias de las polarizaciones XY e YX de los sondeos 6, 29 y F3. (+) Polarización XY, (x) Polarización YX

En las zonas **Surpirenaica** y **Axial** las coherencias son, en general, superiores a 0.7 para todo el rango de periodos. El sondeo 29 (Fig. 6.3) es representativo de los sondeos realizados en estas zonas. Las coherencias son superiores a 0.7 en todo el rango de periodos, presentando un valor mínimo alrededor de 1s y disminuyendo para periodos grandes.

En la **zona Norpirenaica** el valor de las coherencias presenta un mínimo (0.6 - 0.7) alrededor de 8-10 s. Para periodos superiores a 1000 s las coherencias son bajas. En la figura 6.3 se muestran las coherencias del sondeo F3 registrado en la zona Norpirenaica. Las coherencias presentan un valor mínimo de 0.8 para periodos de 10 s.

El sondeo 26, situado en la zona Axial, estuvo afectado por una tormenta y presenta una coherencias inferiores a 0.7 para periodos superiores a 10 s (figura 6.4). En la figura 6.5 se presenta un registro temporal característico de este sondeo. Se observa la presencia de picos en la señal de todos los canales provocados por los rayos.

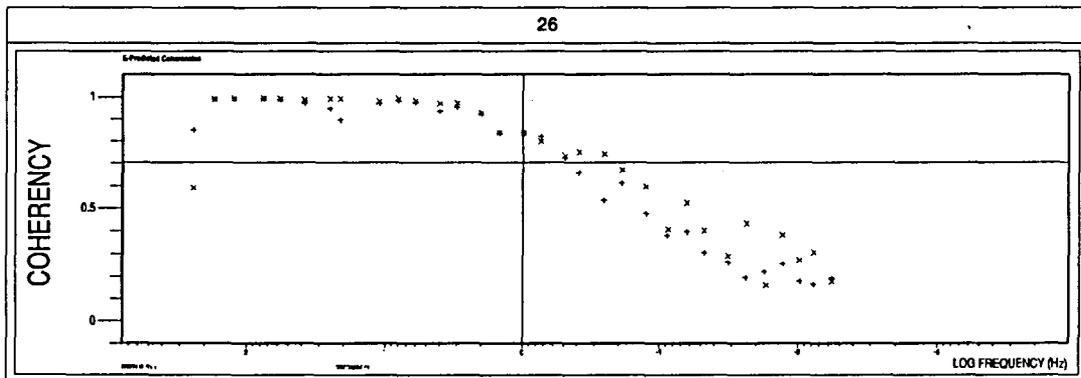


Figura 6.4. Coherencias de las polarizaciones XY e YX. Sondeo 26. (+) Polarización XY, (x) Polarización YX

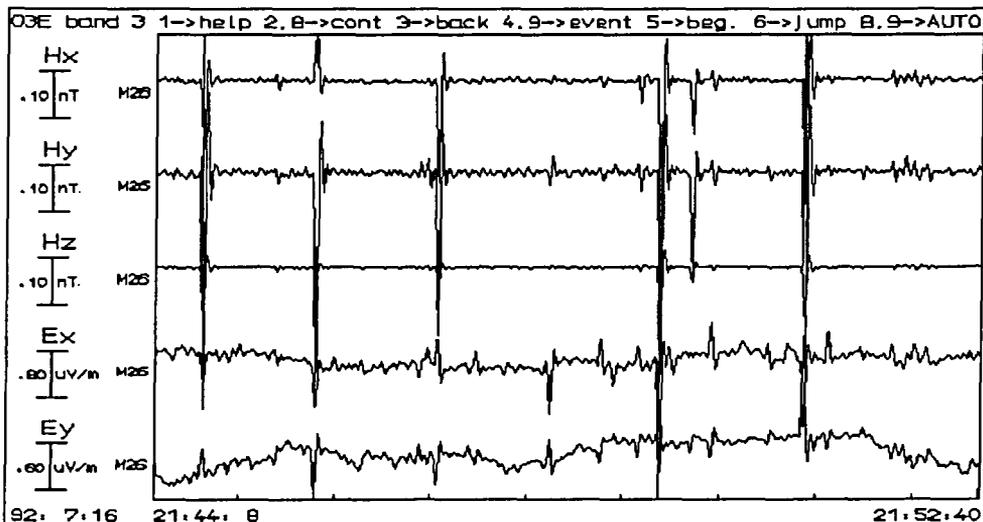


Figura 6.5. Segmento de la serie temporal de banda 3 perteneciente al sondeo 26.

### 6.3 Descomposición del tensor de impedancias

Las distorsiones del campo eléctrico provocadas por cuerpos locales pueden alterar la respuesta inductiva regional como se ha mostrado en el capítulo 4, y deben reconocerse y corregirse como paso previo a la interpretación. En primer lugar se determina la dimensionalidad de la estructura regional a partir del parámetro  $\eta$  "regional skew" definido por Bahr (1988) como:

$$\eta = \frac{\sqrt{[D_1, S_2] - [S_1, D_2]}}{|D_2|}$$

donde  $D_1 = Z_{xx} - Z_{yy}$ ,  $D_2 = Z_{xy} - Z_{yx}$ ,  $S_1 = Z_{xx} + Z_{yy}$  y  $S_2 = Z_{xy} + Z_{yx}$ ; y  $[S_1, D_2] = \text{Re}S_1 \text{Im}D_2 - \text{Im}S_1 \text{Re}D_2$ . Si el valor de  $\eta < 0.3$  se considera que el tensor de impedancias corresponde a un medio regional bidimensional afectado por una distorsión galvánica (Bahr, 1988, 1991). A partir de la definición del "regional skew" se ha calculado su valor para cada frecuencia en todos los sondeos. En la figura 6.6 se muestra el "regional skew" para todos los sondeos en función del periodo.

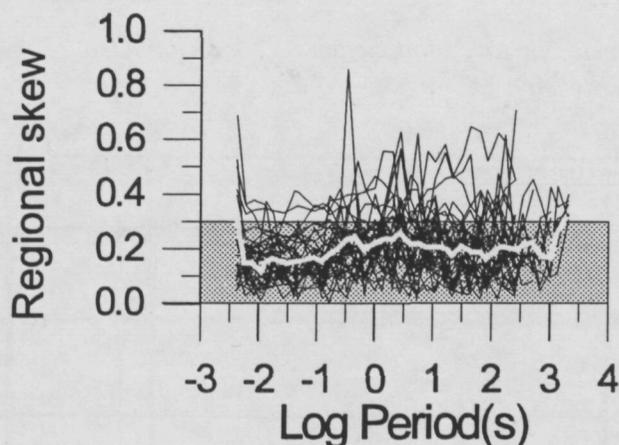


Figura 6.6. "Regional skew" de todos los sondeos. Línea blanca: valor promedio del "regional skew"

En dicha figura se observa que el valor del "regional skew" es, en general, inferior a 0.3. Para asegurar la dimensionalidad de la estructura regional se calculó

el valor medio del "regional skew" (línea blanca) que fue inferior a 0.3, por lo que puede afirmarse que se trata de una estructura regional bidimensional afectada por distorsión superficial (modelo 3D/2D).

Para obtener las componentes del tensor de impedancias regional de un medio bidimensional es necesario girar los ejes de medida hasta que coincidan con las direcciones principales de la estructura regional. Para averiguar cuáles son las direcciones principales de la estructura regional, a partir del tensor de impedancias, existen diversas técnicas, aunque todas están basadas en el modelo de superposición de Bahr (modelo 3D/2D) y son equivalentes entre sí (Bahr, 1988, 1989; Groom y Bailey, 1989, 1991; Chakridi et al, 1992). La descomposición de Groom y Bailey presenta un resultado final menos afectado por la presencia de ruido en las componentes del tensor registrado y por las posibles variaciones del modelo de superposición.

#### *Descomposición del tensor: Groom y Bailey*

La descomposición del tensor de impedancias de Groom y Bailey permite recuperar la dirección de la estructura bidimensional al mismo tiempo que los otros parámetros del tensor. La resolución del sistema de ecuaciones se realiza simultáneamente para todas las frecuencias, imponiendo que las variaciones de "twist" y "shear" en función del periodo para un mismo sondeo sean pequeñas.

Para determinar la dirección principal de las estructuras regionales ("strike"), se han proyectado los valores del "strike" de cada sondeo, sobre un perfil norte-sur, en función del periodo (figura 6.7). De esta manera, al elevado número de sondeos realizados permite obtener una estimación del "strike" menos afectada por las variaciones provocadas por estructuras locales tridimensionales. En la figura 6.7 se observa que el valor máximo es de  $6^{\circ}$  y el mínimo de  $-2^{\circ}$  respecto del norte. El valor medio para todos los sondeos y todos los periodos es aproximadamente de  $0^{\circ}$ , por lo tanto, los ejes principales de la estructura coinciden con las direcciones norte-sur y este-oeste. La indeterminación de cual de los ejes coincide con la dirección principal de la estructura ("strike") se ha resuelto teniendo en cuenta que la orientación de las estructuras geológicas regionales en los Pirineos es este-oeste. La polarización B es aquella en la que el campo eléctrico se ha medido en la dirección norte-sur y el campo magnético en la dirección

este-oeste; la polarización E es aquella en la que el campo eléctrico y el magnético se han registrado en las direcciones este-oeste y norte-sur respectivamente. Las fases de ambas polarizaciones corresponden a las fases de la estructura regional bidimensional.

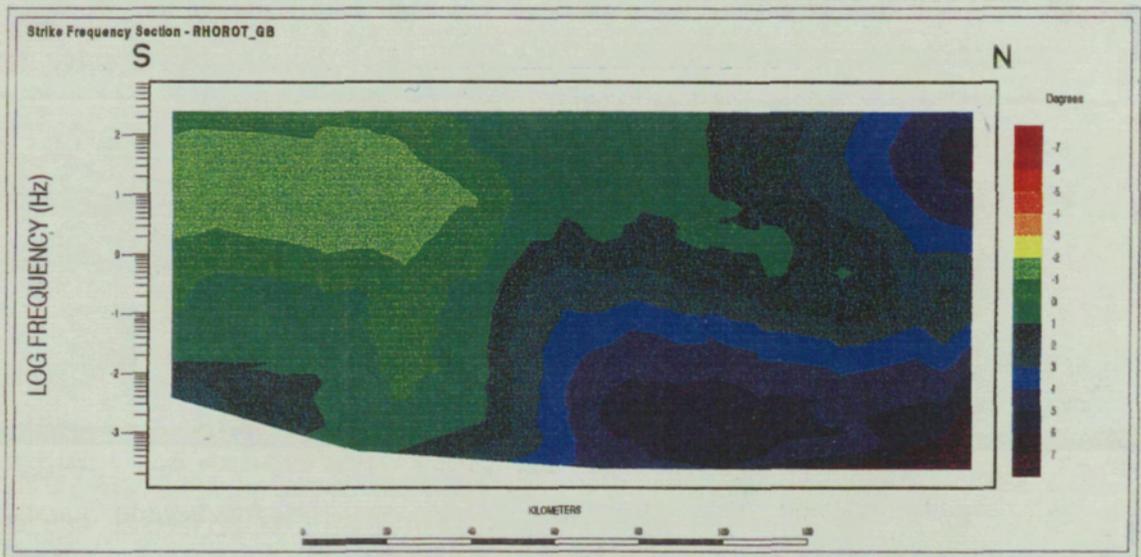


Figura 6.7. Ángulo entre los ejes de medida y los ejes principales de la estructura bidimensional, a partir de la descomposición de Groom y Bailey (1989).

A partir de la descomposición del tensor de impedancias para eliminar la distorsión galvánica se extraen las siguientes conclusiones:

- 1) El "regional skew" es, en promedio, inferior a 0.3 para todo el rango de periodos. Por tanto la estructura electromagnética regional es bidimensional.
- 2) La determinación de los ejes principales de la estructura se ha calculado a partir de la descomposición de Groom y Bailey. Los ejes principales

de la estructura regional son norte-sur y este-oeste. La dirección principal de la estructura ("strike") es este-oeste.

3) Las fases registradas en los sondeos coinciden con las regionales.

Con la aplicación de los métodos de descomposición no se puede determinar el nivel correcto de las curvas de resistividad aparente, "static shift". La corrección de este factor se abordará a la hora de realizar la interpretación bidimensional de las curvas de resistividad aparente (Cap. 7).

## **6.4 Clasificación morfológica del tensor de impedancias**

El objetivo de este trabajo es el estudio de las propiedades electromagnéticas de los Pirineos a escala regional. Por lo tanto es importante determinar los rasgos principales de las curvas de resistividad aparente y fases que son debidos a estructuras regionales. Estos rasgos se identifican mediante la correlación morfológica con los sondeos próximos. Existen tres grupos que presentan unas características electromagnéticas propias y se asocian a las siguientes unidades geológicas:

*Cuenca del Ebro*

*Zona Surpirenaica y Zona Axial*

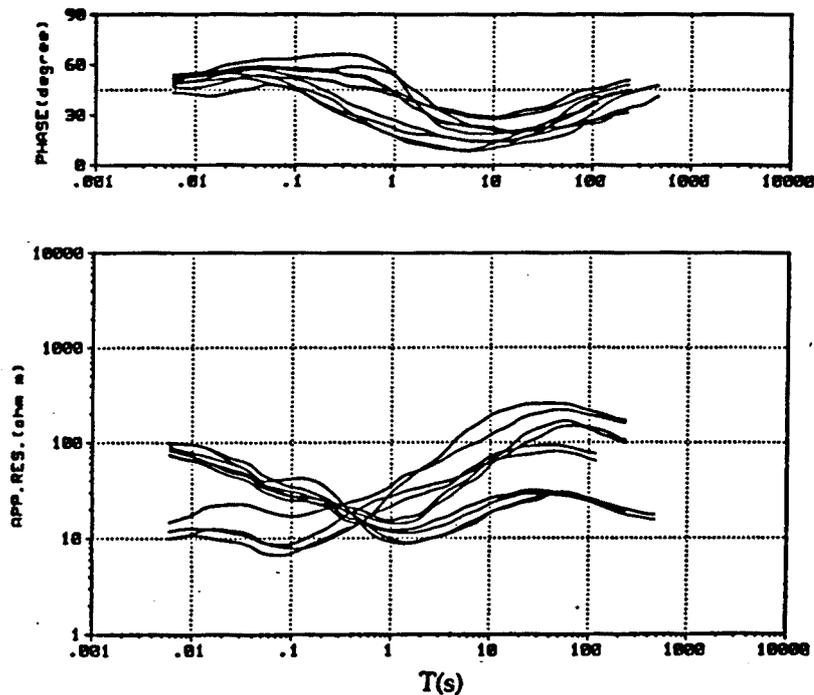
*Zona Norpirenaica*

### **6.4.1 Cuenca del Ebro.**

En la Cuenca del Ebro se realizaron 14 sondeos. La Cuenca del Ebro es una zona moderadamente poblada, lo que provocó un nivel de ruido que en algunos sondeos llegó a tener una magnitud mayor a la propia señal electromagnética natural.

Los sondeos considerados como regionales son aquellos que presentan unos rasgos distintivos, que están presentes, en mayor o menor grado, en son-

deos próximos. Las componentes del tensor de impedancias de los sondeos considerados como regionales en la Cuenca del Ebro (35, 5, 6, 7 y 12), se presentan en la figura 6.8. Como puede observarse las curvas de ambas polarizaciones de cada sondeo son muy semejantes. La morfología de las curvas de resistividad aparente y fases es muy similar entre los sondeos. Las curvas de resistividad aparente presentan un mínimo entre 0.1 y 1 s. La variación del mínimo está correlacionada con la situación de los sondeos. El mínimo se desplaza a periodos más grandes a medida que los sondeos se sitúan más al norte. De todo esto se deduce la presencia de una estructura conductora no muy profunda (0.1 - 1 s) que presenta un buzamiento hacia el norte. Este buzamiento tiene que ser muy suave, puesto que no se observan en las curvas de resistividad aparente y fases, discrepancias entre las polarizaciones. Otro rasgo distintivo de todos los sondeos de esta zona es la presencia de un máximo en las curvas de resistividad aparente entre 80 y 90 s. El cambio en la pendiente para periodos superiores indica la presencia de una zona conductora en profundidad.



*Figura 6.8. Curvas de resistividad aparente y fases de ambas polarizaciones de los sondeos regionales de la Cuenca del Ebro.*

En la figura 6.9 se presentan las curvas de resistividad aparente de los sondeos 32, 33, 36, 38, 39 que no se han considerado como representativos de la estructura regional. En algunos de estos sondeos las estructuras locales ocultan la información de las regionales. Otros se han descartado debido a la presencia de pendientes de  $45^\circ$  en las curvas de resistividad aparente y la caída de las fases a  $0^\circ$  a partir de periodos de 1 s. La causa de este comportamiento es la contaminación por ruido artificial de las series temporales. Como se comentó en el Capítulo 2, si la señal artificial producida por actividades humanas era superior a la señal natural, habría que emplear el método electromagnético de fuente controlada (CSMT) para extraer información de estos sondeos.

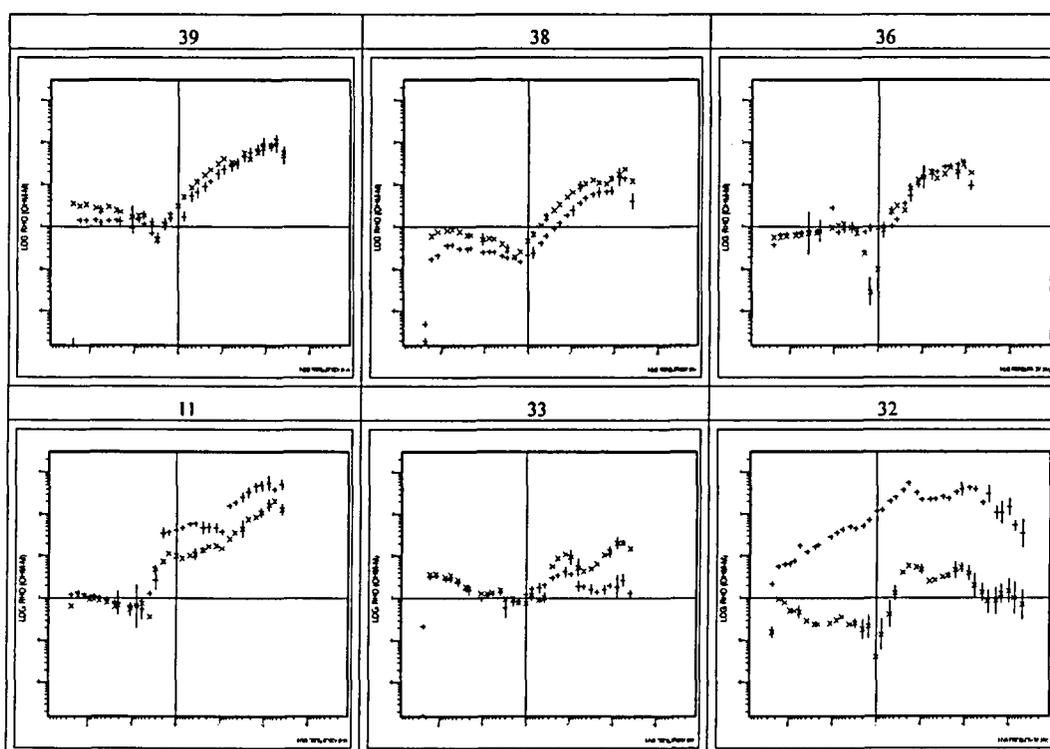


Figura 6.9. Curvas de resistividad aparente de los sondeos de Cuenca del Ebro que no se han considerado regionales: afectados de ruido coherente y/o con una morfología distinta a los sondeos cercanos. (+) Polarización XY, (x) Polarización YX.

## 6.4.2 Zonas Surpirenaica y Axial

Estas zonas están menos pobladas por lo que el nivel de ruido es inferior al de la Cuenca del Ebro. Las curvas de resistividad aparente de las zonas Surpirenaica y Axial tienen un comportamiento similar. En la figura 6.10 se muestran las curvas de resistividad aparente y fases de siete sondeos, situados sobre el perfil 1, distribuidos por ambas zonas en las que se manifiesta el comportamiento regional. La principal diferencia con los sondeos de la Cuenca del Ebro es que en éstos las polarizaciones ya no coinciden en todo el rango de periodos. La resistividad aparente de la polarización B se caracteriza por la presencia de un mínimo en 1 s y un máximo para periodos de 100 s. La polarización E se separa de la B para periodos superiores a 1 s y decrece de forma continuada. El mínimo de la polarización B para periodos de 1 s indica la presencia de una estructura conductora. La posterior separación de ambas polarizaciones se debe a variaciones laterales de la resistividad por debajo de la estructura causante del mínimo en la polarización B. Que la divergencia entre ambas polarizaciones se mantenga hasta el final de las curvas implica la existencia de variaciones laterales de la conductividad en profundidad. El cambio de pendiente en las curvas de resistividad aparente de la polarización B para periodos superiores a 100 s se debe a la presencia de una estructura de baja resistividad en profundidad.

La figura 6.11 presenta las curvas de resistividad aparente consideradas como regionales situadas al oeste del perfil 1. La morfología de las curvas es muy similar a las del perfil 1. La principal diferencia está en la posición del mínimo de la polarización B, en estas curvas el mínimo está a 10 s. Esta variación en la posición del mínimo indica que la estructura conductora más superficial se halla a mayor profundidad. Que la discrepancia entre ambas polarizaciones se mantenga para periodos grandes se debe a la presencia de variaciones laterales de conductividad en profundidad.

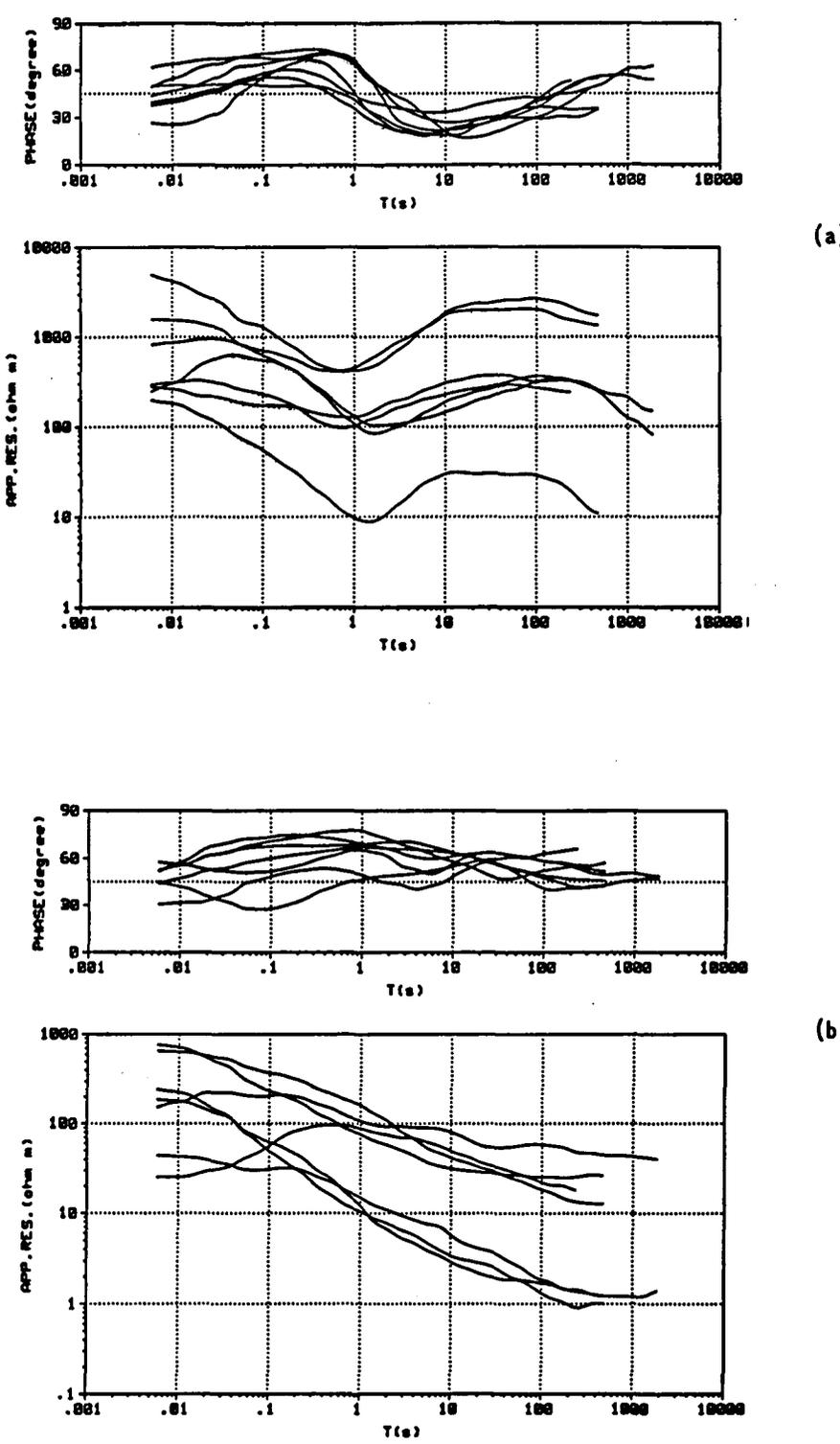
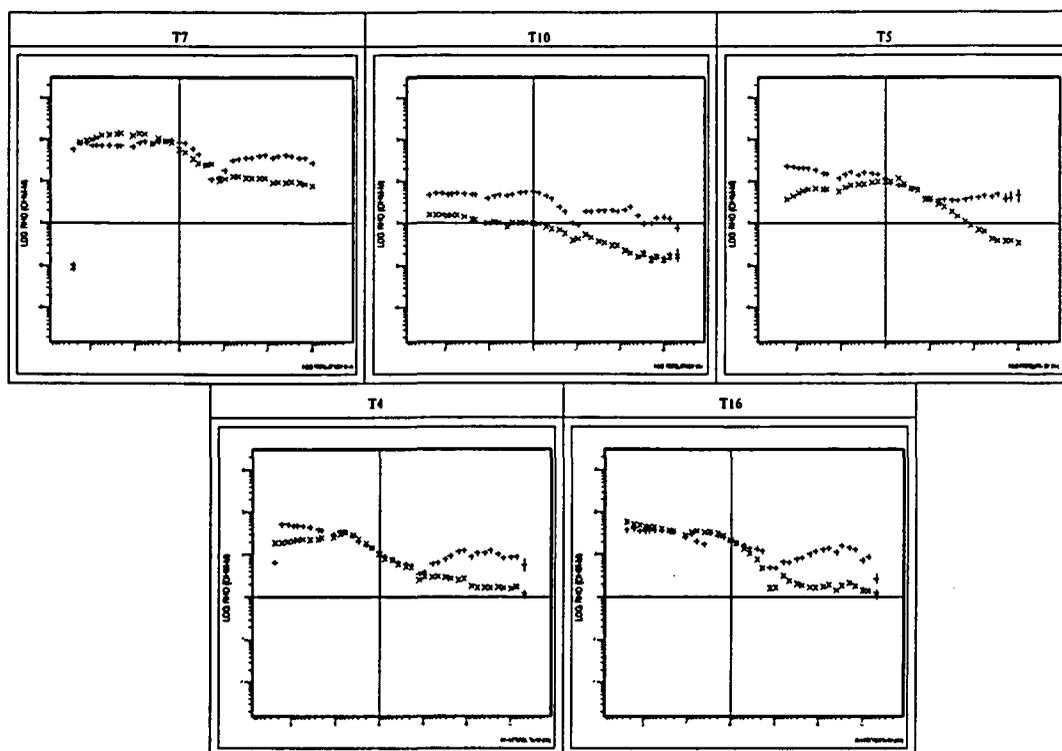


Figura 6.10. Curvas de resistividad aparente y fases consideradas como regionales de las zonas Surpirenaica y Axial. (a) Polarización B. (b) Polarización E.



*Figura 6.11. Curvas de resistividad aparente de los sondeos considerados como regionales de las zonas Surpirenaica y Axial registrados al oeste del perfil 1 (ECORS). (+) Polarización B, (x) Polarización E.*

En la Zona Axial existen algunos sondeos que responden a estructuras locales más que a las regionales. En la figura 6.12 se muestran las curvas de resistividad aparente y fases de estos sondeos. La principal diferencia entre los sondeos considerados como locales y los que representan la estructura regional se observa en la polarización B. Las curvas de resistividad aparente de la polarización B decrecen continuamente hasta periodos largos. Este comportamiento hay que asociarlo a la presencia de estructuras locales altamente conductoras. En general estos sondeos están localizados en las cercanías de fallas o pliegues importantes (cabalgamientos de Rialp y las Nogueras).

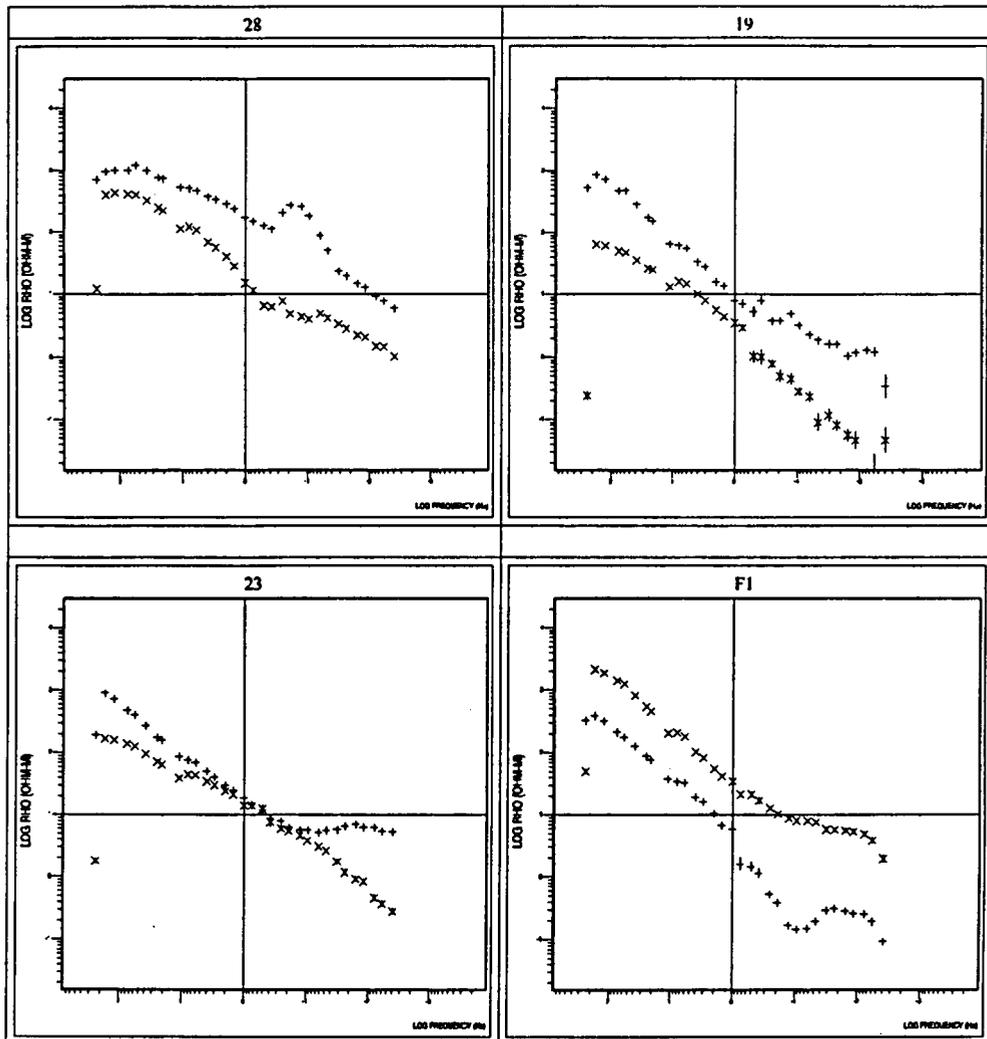


Figura 6.12. Curvas de resistividad aparente de cuatro de los sondeos considerados como no regionales de las zonas Surpirenaica y Axial.

### 6.4.3 Zona Norpirenaica

En la figura 6.13 se muestran las curvas de resistividad aparente de los sondeos F2, F3 y F4. La morfología de las curvas de la polarización B es similar a las de las Zonas Surpirenaicas y Axial. Las curvas de la polarización E se separan de las de la polarización B para periodos de 1 s. La principal característica que ha hecho considerar estos sondeos como pertenecientes a otra zona se observa en la polarización E. Las curvas de resistividad aparente de la polarización E difieren

de las correspondientes a las de las Zonas Surpirenaicas y Axial, ya que la resistividad aparente se incrementa a partir de periodos superiores a 80 s.

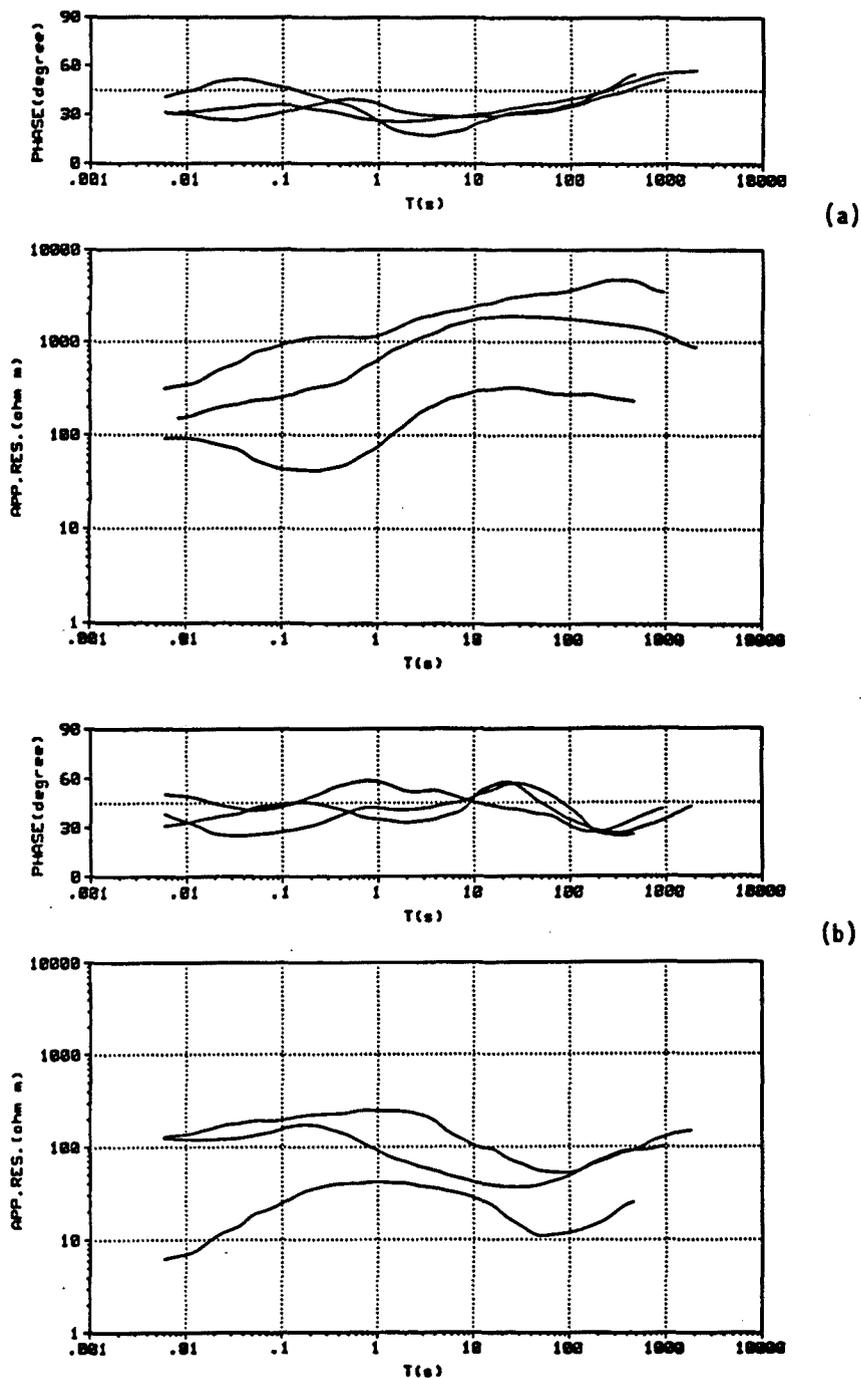


Figura 6.13. Curvas de resistividad aparente y fases de los sondeos regionales de la zona Norpirenaica.

En la figura 6.14 se muestran los sondeos T12 y T23 situados al norte de Pamplona en el límite entre la zona Axial y la zona Norpirenaica. Estos sondeos presentan unas coherencias inferiores a 0.7 para periodos superiores a 100 s pero su morfología es muy similar a la observada en los sondeos F2, F3 y F4.

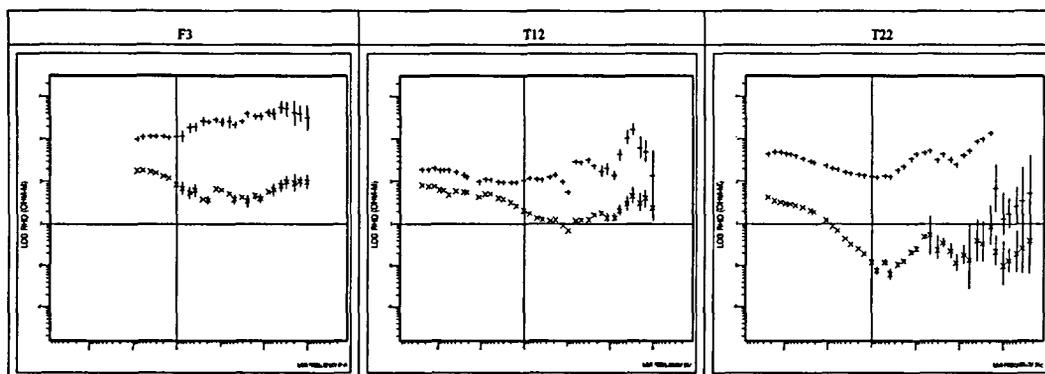


Figura 6.14. Curvas de resistividad aparente de los sondeos F3, T12 y T22 de la zona Norpirenaica. (+) Polarización B, (x) Polarización E.

La clasificación morfológica, en función de las resistividades aparentes, de todos los sondeos registrados, da como resultado la división de la estructura eléctrica de los Pirineos en tres grandes grupos. Estos grupos se pueden asociar a las unidades geológicas de La Cuenca del Ebro, de las zonas Surpirenaica y Axial y de la Zona Norpirenaica. En la figura 6.15 se muestran las curvas de resistividad aparente de los sondeos 6, 29 y F3, que son representativos de la morfología de las curvas de resistividad aparente regionales de cada una de las zonas mencionadas.

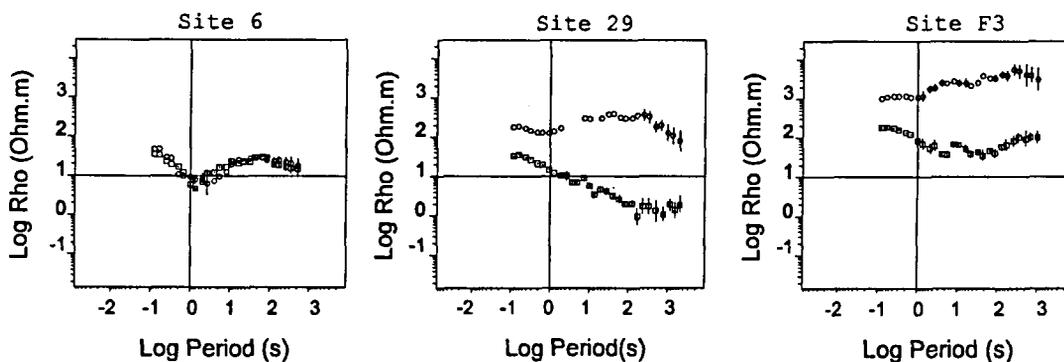


Figura 6.15. Curvas de resistividad aparente de los sondeos 6, 29 y F3, representativos del comportamiento regional de cada una de las zonas. Cuadrados: polarización E; círculos: polarización H.

## 6.5 Interpretación cualitativa del Perfil 1

La clasificación regional por zonas así como las principales características mencionadas anteriormente pueden observarse también por comparación de las pseudosecciones de fases de las dos polarizaciones de los sondeos situados sobre el perfil 1 (fig. 6.16).

En la Cuenca del Ebro ambas polarizaciones son bastante similares, lo cual sugiere una estructura unidimensional en la que únicamente hay variaciones de la resistividad con la profundidad. Para periodos inferiores a 1 s las fases son superiores a  $45^\circ$ , este hecho está asociado con la presencia de una estructura conductora superficial que se prolonga hacia el norte. A partir de 1 s las fases decrecen, alcanzando su valor mínimo a unos 80 s, indicando la presencia de una estructura de elevada resistividad. Para periodos superiores se inicia un aumento en las fases, que se asocia a una estructura conductora

En la zona Surpirenaica ambas polarizaciones presentan valores superiores a  $45^\circ$  hasta periodos de 1 s, indicando la presencia de un conductor superficial. Se trata de la continuación del conductor superficial de Cuenca del Ebro. Esta estructura presenta un buzamiento de sur a norte. Entre periodos de 1 s y 100 s existe una divergencia entre las fases de las dos polarizaciones. Las fases de la polarización E son superiores a  $45^\circ$  mientras que las fases de la polarización B son inferiores a  $45^\circ$ . Este hecho hay que interpretarlo como un incremento lateral de la conductividad. Para periodos superiores a 100 s ambas polarizaciones presentan valores superiores a  $45^\circ$ , lo cual implica la presencia de un conductor subhorizontal en profundidad. La zona Axial presenta unas características similares a la zona Surpirenaica con la única excepción de las zonas cercanas a los sondeos 28 y 23, donde los valores de la polarización B son inferiores a  $45^\circ$ . Estos sondeos son considerados como locales y no representativos de la estructura regional.

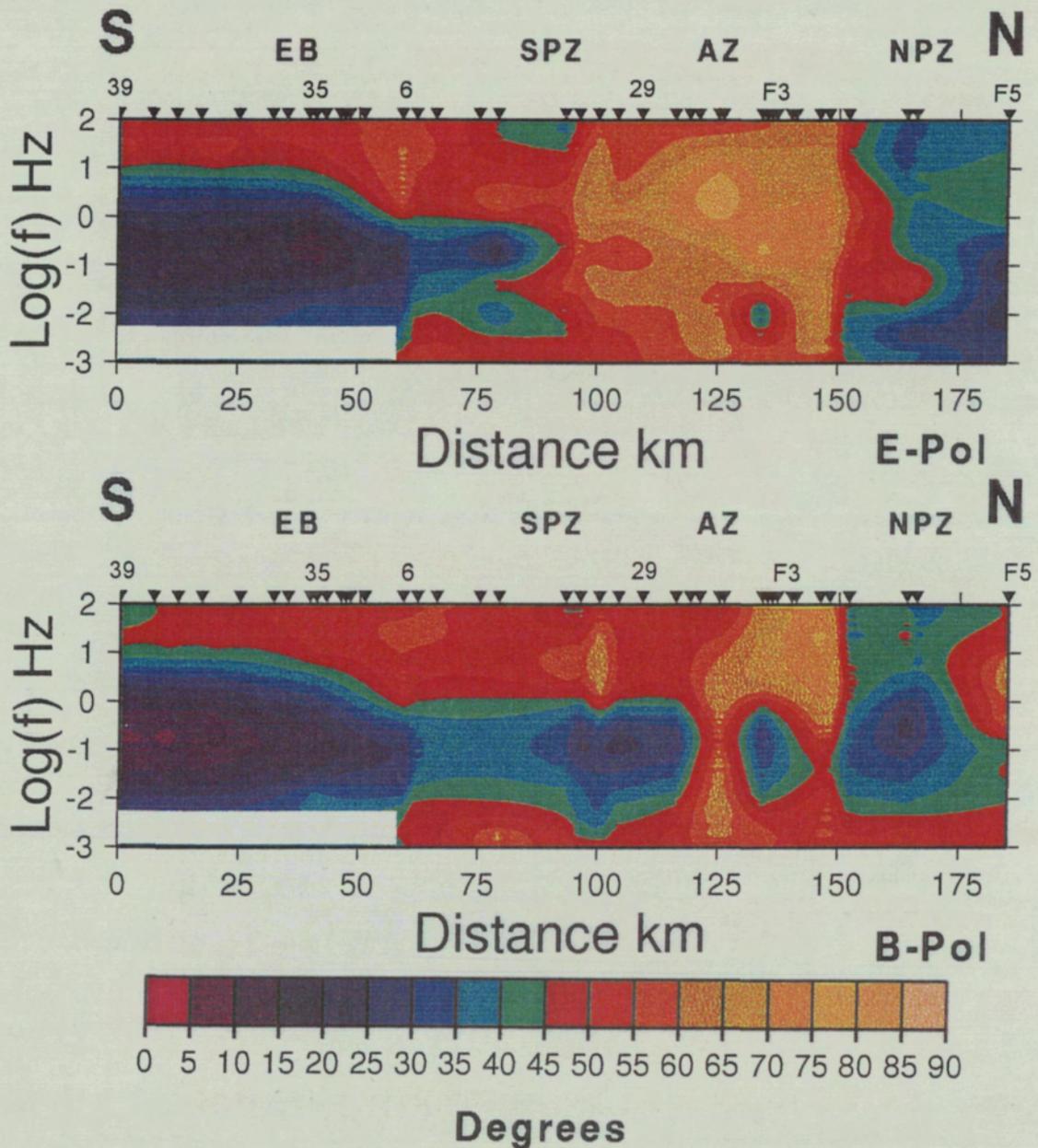


Figura 6.16. Pseudosecciones de fases de la polarización E (figura superior) y de la polarización B (figura inferior). Las pseudosecciones se han calculado a partir de todos los sondeos del Perfil 1. EB: Cuenca del Ebro; SPZ: Zona Surpirenaica; AZ: Zona Axial; NPZ: Zona Norpirenaica

En la zona Norpirenaica se observa una divergencia entre las fases de ambas polarizaciones entre 1 s y 80 s. La polarización E es superior a  $45^{\circ}$  y la polarización B está por debajo de los  $45^{\circ}$ , lo cual indica la existencia de conductores laterales. La principal diferencia con las zonas Surpirenaica y Axial es que para periodos superiores a 80 s la polarización E es inferior a  $45^{\circ}$ . Hay que destacar que para periodos superiores a 100 s las fases de la polarización B presentan valores superiores a  $45^{\circ}$  en todo el perfil, desde la Cuenca del Ebro hasta la Zona Norpirenaica,

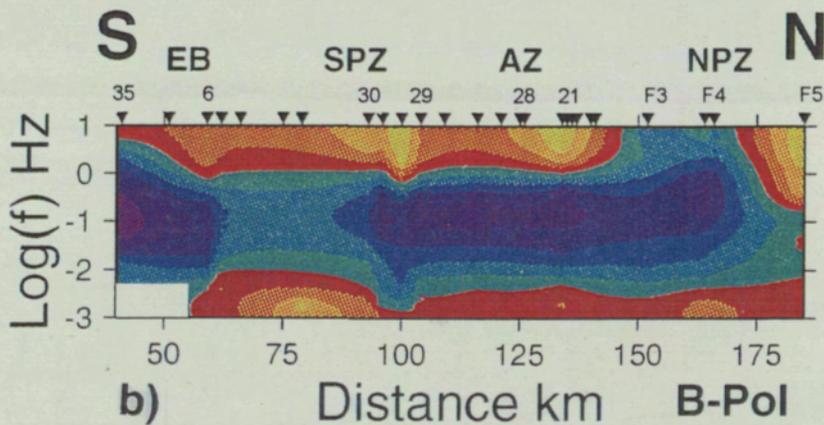
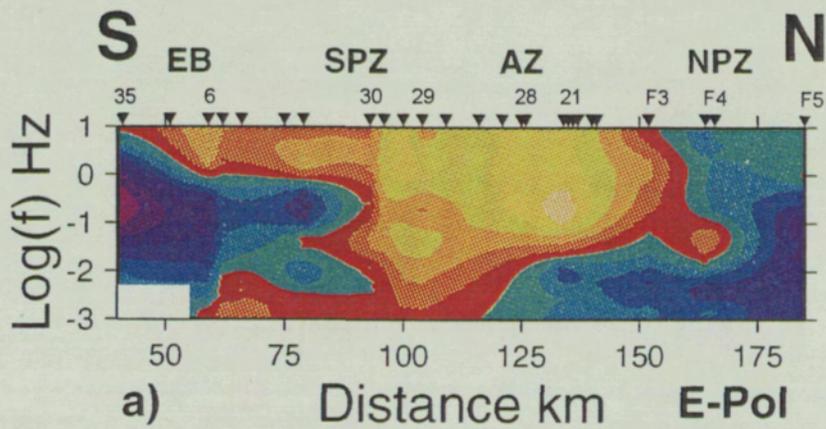


Figura 6.17. Pseudosecciones de fases de la polarización E (figura superior) y de la polarización B (figura inferior). Las pseudosecciones se han calculado a partir de los sondeos regionales del Perfil 1. EB: Cuenca del Ebro; SPZ: Zona Surpirenaica; AZ: Zona Axial; NPZ: Zona Norpirenaica

mientras que los valores de la polarización E son superiores a  $45^{\circ}$  en todo el perfil con excepción de la zona Norpirenaica. Esta discontinuidad para periodos grandes indica la existencia de una variación lateral del conductor horizontal profundo. Todo esto puede observarse más claramente en la figura 6.17 donde los sondeos considerados como no regionales no se han tenido en cuenta para calcular las pseudosecciones de las fases.

## 6.6 Conclusiones

1) Los datos magnetoteléuticos registrados en los Pirineos son, en general, de buena calidad. La selección previa de los emplazamientos para evitar, en la medida de lo posible la presencia de ruido, la selección manual de las series temporales y el procesado robusto de éstas son factores determinantes para la obtención de un tensor de impedancias que presenta coherencias altas y límites de confianza moderados.

2) La descomposición del tensor de impedancias presenta una estructura eléctrica regional bidimensional. Las direcciones principales de esta estructura son norte-sur y este-oeste.

3) A partir de la morfología de las curvas de resistividad aparente y fases, se ha realizado una clasificación de los sondeos en tres grandes zonas. Estas zonas vienen determinadas por unas características electromagnéticas propias. El comportamiento de la polarización E ha sido el que ha marcado el límite entre cada una de las zonas, mientras que la polarización B presenta un comportamiento más uniforme. Las tres zonas coinciden con: Cuenca del Ebro, Zona Surpirenaica y Axial, y Zona Norpirenaica.

4) El análisis de las pseudosecciones de las fases permite distinguir las estructuras básicas presentes en la litosfera. En la Cuenca del Ebro se observa la presencia de una estructura conductora superficial buzando hacia el Norte que también está presente en la zona Surpirenaica. En la zona Surpirenaica y Axial las divergencias entre las polarizaciones E y B indican la existencia de estructuras conductoras laterales. La morfología de las curvas para la polarización B en periodos largos revela la presencia de una estructura conductora en profundidad. En la zona Norpirenaica el comportamiento de las resistividades aparentes y fases indican una disminución lateral de la resistividad. La principal diferencia con las zonas Surpirenaica y Axial se observa en los periodos largos de la polarización E.



### Modelización del Perfil 1 (ECORS)

#### 7.1 Introducción

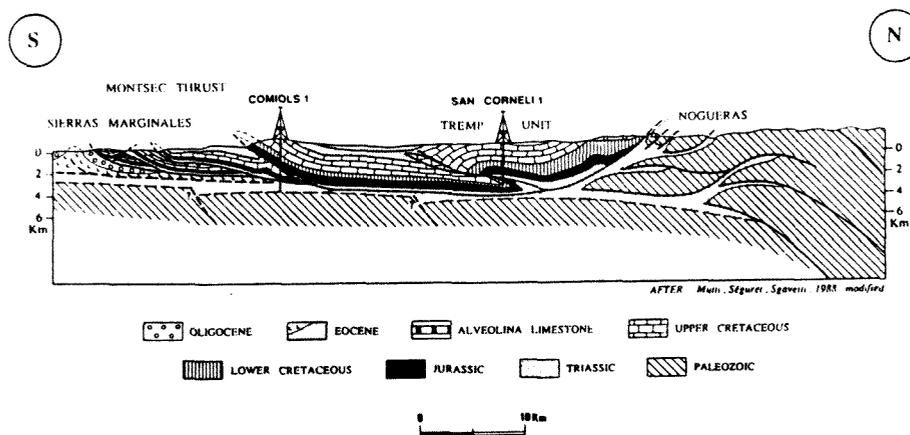
La descomposición del tensor de impedancias muestra que la estructura geoelectrica regional es bidimensional con una dirección de "strike" este-oeste. Los sondeos situados sobre el Perfil 1 (fig. 6.1) se han interpretado mediante un modelo bidimensional. La resolución de las ecuaciones de Maxwell para modelos bidimensionales se realiza numéricamente, mediante el método de elementos finitos. Este método implica la generación de una malla que permite realizar una discretización de la geometría del modelo de manera que a cada elemento de la malla se le asocia una resistividad. En las zonas que presentan un elevado contraste de resistividad pueden aparecer inestabilidades numéricas, por lo que es necesario refinar la malla en estas zonas. En nuestro caso, como se mostrará en el apartado 7.4 el número de elementos es del orden de  $10^5$ . La modelización se ha realizado a partir de las curvas de resistividad aparente y fases de los sondeos considerados como regionales. Para ello ha sido necesario corregir el factor de "static shift" que afecta a las curvas de resistividad aparente.

#### 7.2 Corrección del "static shift"

Los métodos de descomposición no permiten determinar el factor que afecta a las curvas de resistividad aparente ("static shift"). La determinación de este factor es un punto crítico en la modelización. Para corregir el "static shift" se

han utilizado datos de sismica de reflexión así como de medidas de la resistividad eléctrica en pozos.

En la figura 7.1 se presenta un corte geológico de la Zona Surpirenaica y la situación de dos pozos, Comiols 1 y San Corneli 1.



**Figura 7.1. Corte geológico de la unidad Surpirenaica y situación de los pozos de Comiols 1 y San Corneli 1 (Roure y Choukroune, 1992)**

En ambos pozos se llegan a calar los materiales jurásicos que presentan una baja resistividad. El pozo Comiols 1 muestra un aumento de la resistividad eléctrica de los materiales del basamento. Por lo tanto, observando las curvas de resistividad aparente de la Cuenca del Ebro y de la zona Surpirenaica, se puede asociar el mínimo, alrededor de 1 s, con el contacto entre los materiales conductores de la cobertura y los del basamento. Por otro lado, en el perfil de sismica de reflexión ECORS-Pyrenees se observa que los reflectores de alta energía están asociados con sedimentos de edad mesozoica y terciaria y permiten definir con mucha precisión el contacto con el basamento. Por lo tanto para corregir el nivel de las curvas de resistividad aparente impondremos la geometría del techo del basamento y éste será considerado como resistente.

## 7.3 Modelización

La modelización se ha realizado mediante un proceso de ensayo y error. La respuesta electromagnética del modelo bidimensional se ha obtenido con el algoritmo de elementos finitos de Wannamaker et al. (1987). Para empezar el proceso de ensayo y error es necesario disponer de un modelo inicial. Se ha considerado que el modelo inicial se debe obtener a partir de la polarización que presente una morfología de las curvas de resistividad aparente y fases más estable a lo largo del perfil, ya que será la menos afectada por variaciones laterales de resistividad. En nuestro caso, como se ha visto en el capítulo anterior, es la polarización B. El modelo inicial se determinó a partir de la inversión unidimensional de las curvas de resistividad aparente y fases de la polarización B mediante el algoritmo de Fischer y Le Quang (1981). La corrección del factor de "static shift" se ha realizado imponiendo, en los modelos unidimensionales obtenidos para cada sondeo, la profundidad del contacto entre el basamento y la cobertera. Como el objetivo de este trabajo es la determinación de la estructura electromagnética regional, el rango de periodos con el que se ha trabajado va desde 0.1 s a 1000 s.

Dado que el modelo que ajuste los datos no será único la estrategia que se siga en la modelización puede condicionar el resultado final. Para restringir el número de modelos posibles hemos ajustado simultáneamente las curvas de resistividad aparente y fases de ambas polarizaciones en todo el perfil, empezando por los periodos más pequeños, que corresponden a las estructuras más superficiales. Sólo cuando las estructuras superficiales no logran ajustar los periodos más grandes se añaden estructuras profundas para ajustar las curvas de resistividad aparente y fases. Así, se puede considerar que el modelo final contiene las estructuras mínimas necesarias para explicar los observables.

El modelo obtenido se muestra en la figura 7.2. El diseño de la malla adecuada es importante para obtener unos resultados numéricos precisos. Para evitar inestabilidades de cálculo, los elementos de la malla tienen que presentar un refinamiento mayor en las zonas que presentan un contraste elevado de resistividad. Por lo tanto cada vez que se realizaba una modificación en el modelo se volvía a diseñar la malla. Para comprobar la precisión de los resultados numéricos se ha refinado toda la malla y se ha verificado la convergencia de las soluciones numéri-

cas. La malla de elementos finitos del modelo final ha sido de 335 elementos horizontales y 280 verticales ( $10^5$  elementos). El cálculo se ha realizado con un ordenador CONVEX C3480 del Centro de Paralelismo de Barcelona (CEPBA). La memoria RAM necesaria para el cálculo de la respuesta de este modelo es de 1 Gb y el tiempo necesario para calcular la respuesta electromagnética para una sola frecuencia es de 3 h.

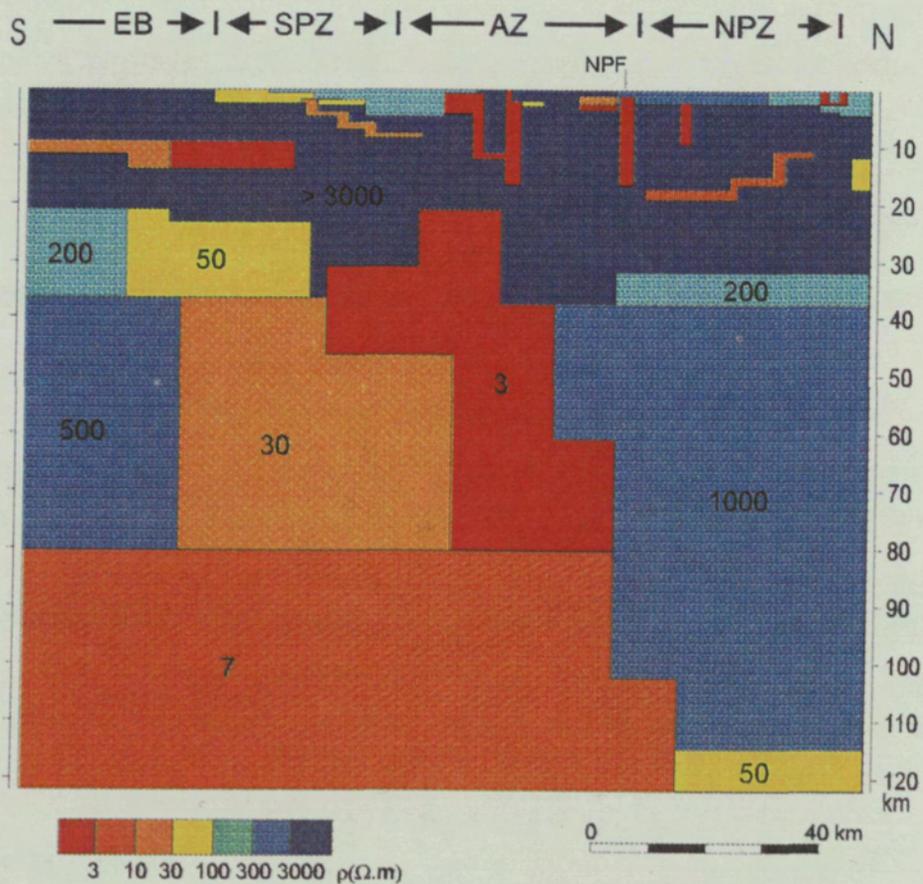


Figura 7.2. Modelo bidimensional de resistividades eléctricas. EB: Cuenca del Ebro; SPZ: Zona Surpirenaica; AZ: Zona Axial; NPZ: Zona Norpirenaica; NPF: Falla Norpirenaica. Las resistividades se han agrupado en intervalos. La malla de elementos finitos correspondiente a este modelo es de 335 elementos horizontales y 280 verticales.

## 7.4 Modelo de resistividades

A continuación pasamos a comentar las principales estructuras eléctricas y sus características.

### *Corteza superior y media ( $z < 20$ km)*

Los primeros kilómetros del modelo corresponden a las formaciones sedimentarias. La resistividad de estas formaciones varía desde los 5 Ohm.m en la Cuenca del Ebro hasta más de 1000 Ohm.m en las rocas de la zona Axial. Dejando aparte estos cuerpos más superficiales, la corteza superior y media es, en general, altamente resistiva (más de 3000 Ohm.m). En la Cuenca del Ebro a una profundidad de 11 kilómetros aparece una estructura subhorizontal que presenta una resistividad de 20 Ohm.m. Este conductor se prolonga hasta el sur de la zona Surpirenaica. Un cuerpo similar aparece en la Zona Norpirenaica, aunque con una resistividad más elevada. Las estructuras inclinadas de la corteza superior tienen una resistividad de 10 Ohm.m en la Zona Surpirenaica y 3 Ohm.m en la Zona Norpirenaica. Las estructuras verticales de la Zona Axial y Zona Norpirenaica tienen una resistividad de 3 Ohm.m. En la zona Norpirenaica el ajuste de las curvas de resistividad aparente y fases de los sondeos F3, F2 y F4 requería la presencia de una estructura subvertical de baja resistividad, sin embargo, debido a que la densidad de sondeos no era suficiente, existía cierta indeterminación sobre la situación exacta de esta estructura. El ajuste de los vectores de inducción de estos sondeos permitió resolver la indeterminación, la situación de dicha estructura coincide con la posición en superficie de la Falla Norpirenaica.

### *Corteza inferior ( $20 < z < 35$ km)*

La alta resistividad de la corteza superior y media contrasta con una corteza inferior más conductora. En la placa ibérica aparece un fuerte gradiente horizontal en la resistividad de la corteza inferior. Bajo la Cuenca del Ebro la resistividad de la corteza inferior es de 200 Ohm.m pasando a 50 Ohm.m bajo la Zona Surpirenaica y disminuye hasta 3 Ohm.m en la Zona Axial. La corteza inferior en la placa euroasiática presenta una resistividad de 200 Ohm.m.

*Manto* ( $z > 30$  km)

El manto superior tiene una resistividad de 500 Ohm.m bajo la Cuenca del Ebro y va disminuyendo hacia el norte en la placa ibérica, siendo de 30 Ohm.m bajo la zona Surpirenaica y 3 Ohm.m en la Zona Axial. Más al norte, en la placa europea el manto superior es mucho más resistente (1000 Ohm.m). En la base del modelo aparece una unidad muy conductora, 7 Ohm.m en la placa ibérica y 50 Ohm.m en la placa euroasiática. La profundidad a la que encontramos esta unidad varía considerablemente entre ambas placas. En la Zona Axial esta unidad no se puede diferenciar de la estructura de 3 Ohm.m.

### 7.4.1 Respuesta del modelo

El modelo bidimensional de resistividades eléctricas se ha obtenido a partir de una interpretación del tensor de impedancias regional. La figura 7.3 muestra las pseudosecciones de fases para ambas polarizaciones del modelo y las obtenidas con los datos experimentales de carácter regional. El r.m.s. para las fases de la polarización E es 3.1 y para la polarización B es 2.9. El modelo reproduce los rasgos generales de ambas polarizaciones. Para periodos inferiores a 1 s, las fases sintéticas y experimentales de ambas polarizaciones son superiores a  $45^\circ$ , excepto en la zona Norpirenaica. Entre 1 y 100 s, las fases de la polarización E presentan un buen ajuste. En la polarización B existe cierta discrepancia en las zonas Surpirenaica y Axial. Para periodos superiores a 100 s las fases experimentales y sintéticas de la polarización E son superiores a  $45^\circ$  en las zonas Surpirenaica y Axial e inferiores en la zona Norpirenaica. Tanto las fases experimentales como las sintéticas, de la polarización B, para este rango de periodos son superiores a  $45^\circ$  en todo el perfil.

La figura 7.4 muestra las curvas de resistividad aparente del modelo y las experimentales para los sondeos más representativos del perfil. La caída de la resistividad aparente en la polarización B a partir del máximo de 80 y 100 s es debida a la estructura conductora que tenemos en la base del modelo. Este hecho se puede observar claramente en las pseudosecciones de las fases. En los sondeos 30 y 29, la separación de ambas polarizaciones es debida a la presencia de cuerpos conductores laterales.

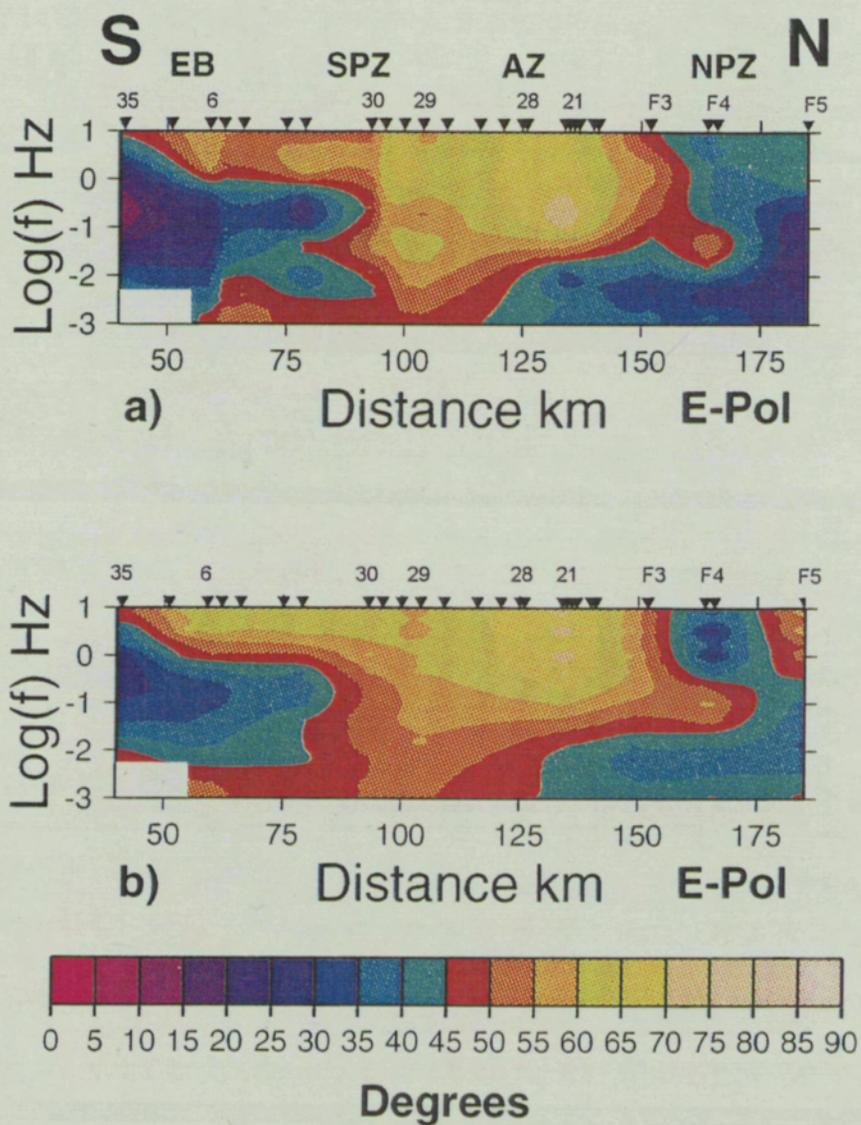


Figura 7.3a. Pseudosección de fases de la polarización E. a) Datos experimentales regionales. b) Respuesta del modelo. En la Cuenca del Ebro no hay datos para periodos grandes (rectángulo blanco).

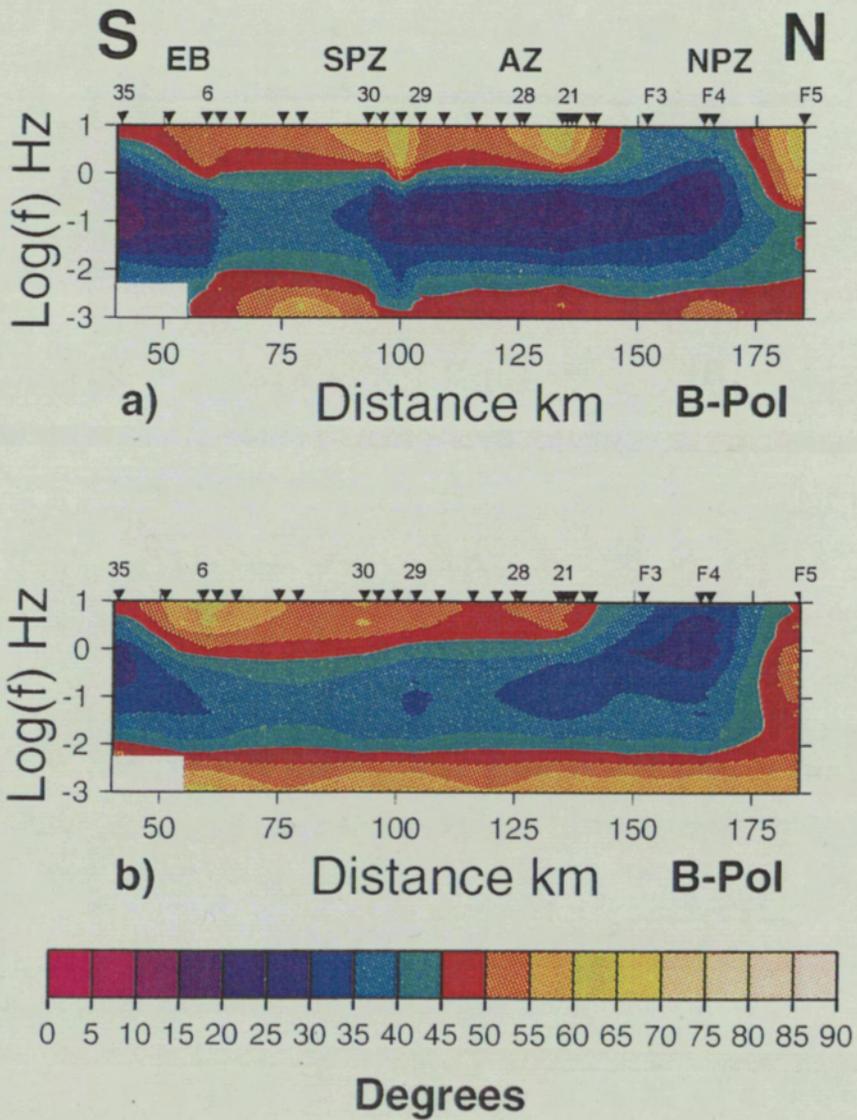


Figura 7.3b. Pseudosección de fases de la polarización B. a) Datos experimentales regionales. b) Respuesta del modelo. En la Cuenca del Ebro no hay datos para periodos grandes (rectángulo blanco).

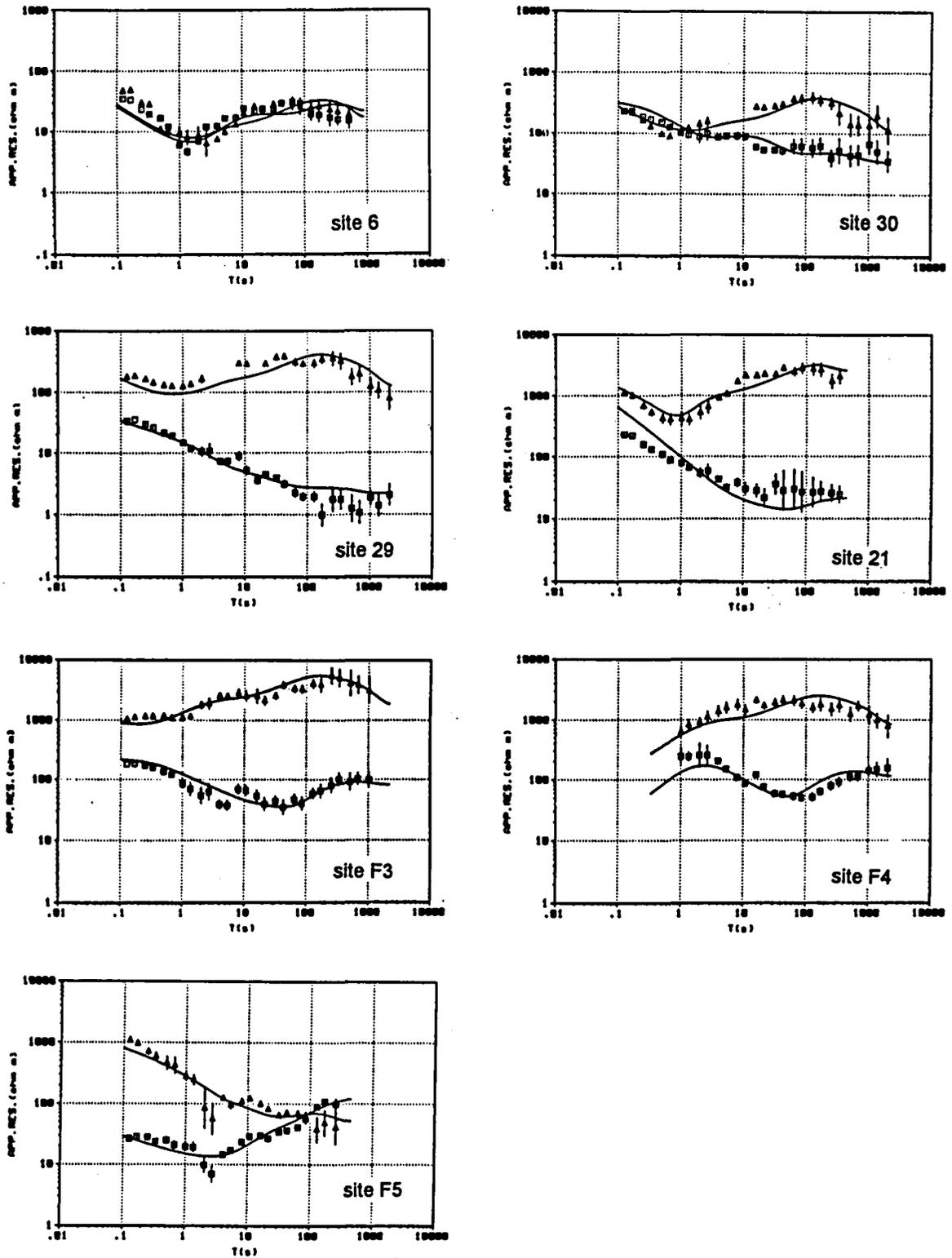
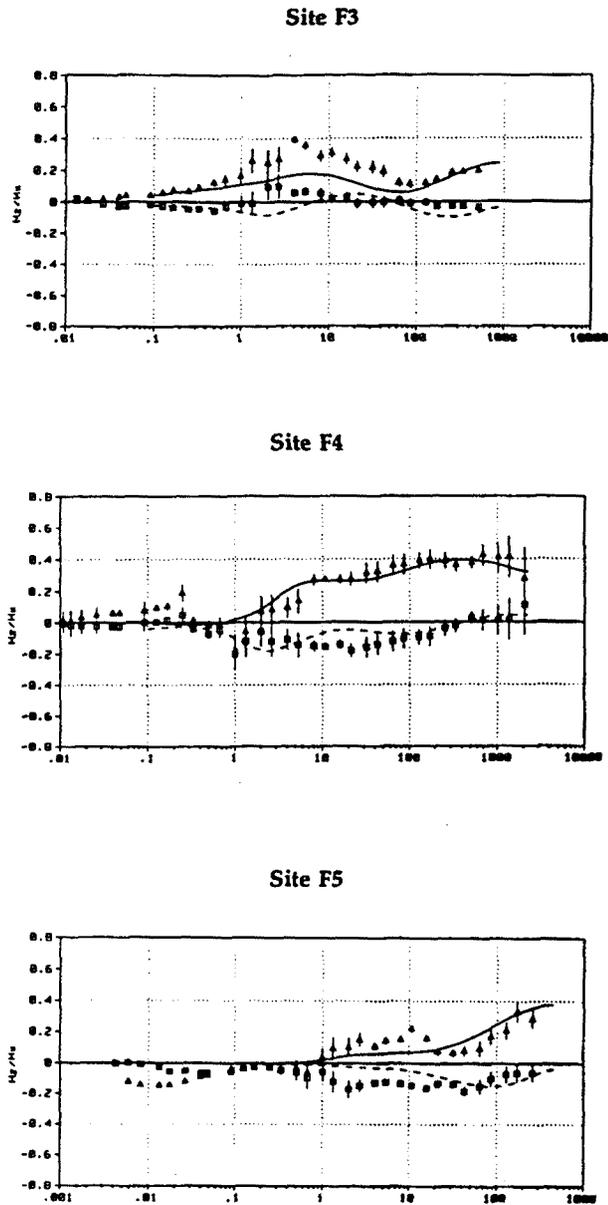


Figura 7.4. Comparación de la resistividad aparente experimental y la respuesta calculada a partir del modelo 2D en sondeos representativos de cada zona del perfil. Triángulos: polarización B; cuadrados polarización E.

Una característica a destacar es el decrecimiento continuo en las curvas de resistividad aparente en la polarización E en la Zona Surpirenaica y en la Zona Axial. Este hecho está causado principalmente por el conductor profundo de 3 Ohm.m en la Zona Axial. En la Zona Axial, sondeo 21, la separación de ambas polarizaciones es debida a la presencia de conductores verticales próximos.

El sondeo F3 se halla en la zona Norpirenaica, cercano a la Falla Norpirenaica, la separación de las dos polarizaciones desde periodos pequeños es debida a la presencia de un conductor lateral. La principal diferencia de esta zona con la Zona Axial y Zona Norpirenaica está en el comportamiento de la polarización E para periodos superiores a 80 s. A partir de este periodo los valores de la resistividad aparente de la polarización E empiezan a aumentar, lo que significa que la base conductora del modelo tiene que estar a mayor profundidad que en las Zonas Axial y Surpirenaica. El sondeo F4 tiene un comportamiento similar al F3. Más al norte, sondeo F5, la separación de ambas polarizaciones está causada por la presencia de cuerpos conductores muy superficiales. El comportamiento de la componente magnética vertical fue el que permitió obtener la posición correcta de los conductores subverticales presentes en esta zona. La figura 7.5 muestra el ajuste de la componente magnética vertical de la polarización E en la Zona Norpirenaica.

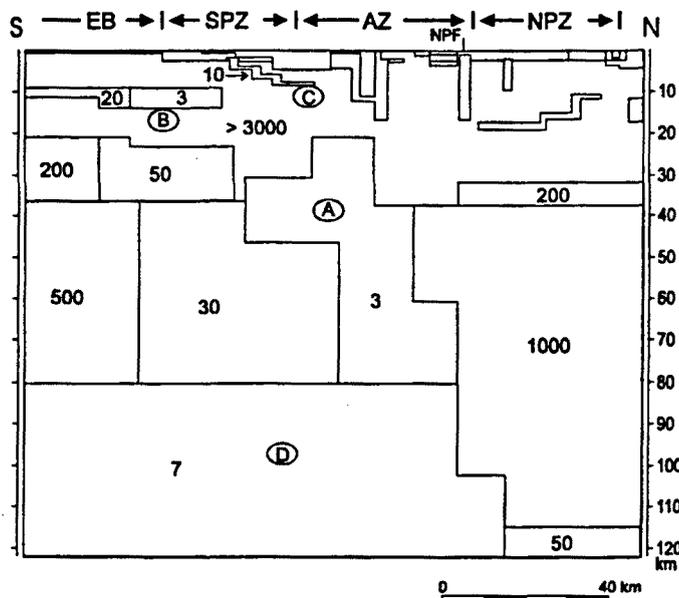


*Figura 7.5 Funciones de transferencia geomagnética ("induction arrows") de la polarización E de los sondeos F3, F4 y F5. Triángulos: componente real. Cuadrados: componente imaginaria. Líneas continua y discontinua: parte real e imaginaria respectivamente de las respuestas calculadas a partir del modelo 2D de resistividades.*

### 7.4.2 Resolución

Dada la complejidad del modelo bidimensional, la respuesta en un sondeo y para un periodo determinado no depende únicamente de una estructura eléctrica, más bien se produce un solapamiento como resultado de la interacción de los efectos de todas las estructuras. En esta sección se muestra el efecto de las

principales estructuras del modelo para el ajuste de los datos experimentales. Para ello se han perturbado los parámetros más significativos del modelo y se ha calculado la respuesta electromagnética de modelos alternativos; esto nos permite evaluar la resolución del método magnetotélico para determinar las estructuras más importantes del modelo.



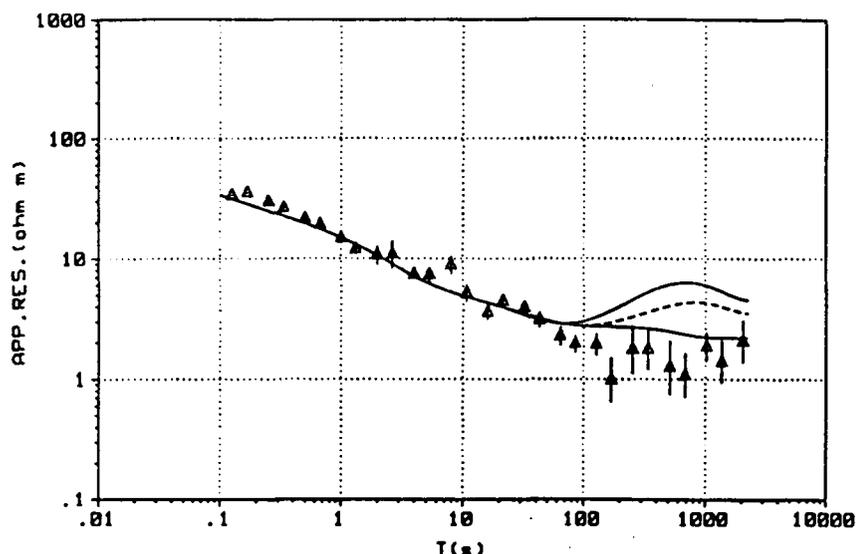
*Figura 7.6. Modelo bidimensional de resistividades eléctricas, valores en Ohm.m. A, B, C y D estructuras que se han variado para realizar el test de resolución. EB: Cuenca del Ebro; SPZ: Zona Surpirenaica; AZ: Zona Axial; NPZ: Zona Norpirenaica; NPF: Falla Norpirenaica.*

### Modelo A

En primer lugar comprobamos la resolución de la estructura de 3 Ohm.m presente en el contacto entre placas. La figura 7.7 muestra la resistividad aparente de la polarización E en el sondeo 29 para dos modelos en los que se ha variado la resistividad de la estructura y se ha aumentado de 3 a 10 y 100 Ohm.m. El efecto de esta variación se empieza a notar alrededor de 80 s, donde la curva de resistividades aparentes presenta un mínimo relativo y para periodos más grandes la pendiente es positiva. El valor de 3 Ohm.m es el valor máximo que puede tener esta estructura. Un aspecto importante es que la caída en la resistividad aparente de la polarización E para periodos grandes ocurre en todos los sondeos de la Zona Surpirenaica y de la Zona Axial. La profundidad de 80 km que alcanza esta estructura es un valor mínimo, ya que no hay suficiente resolución para distinguir la

resistividad de 3 Ohm.m de la resistividad de 7 Ohm.m del conductor presente en la base del modelo.

### Site 29



*Figura 7.7. Curva de resistividad aparente para la polarización E del sondeo 29, representativo de los sondeos situados en la Zona Surpirenaica y Zona Axial. Triángulos: datos experimentales; línea continua superior: la resistividad de la estructura conductora en el contacto entre placas es de 100 Ohm.m. Línea discontinua 10 Ohm.m. Línea inferior continua 3 Ohm.m.*

### Modelo B

El segundo test que se realizó fue para comprobar el efecto provocado por el conductor subhorizontal situado a unos 10 km de profundidad bajo la Cuenca del Ebro (20 Ohm.m) y en la mitad sur de la Zona Surpirenaica (3 Ohm.m). Para ello se eliminó del modelo y se calculó la respuesta de éste. Las figuras 7.8a y 7.8b muestran la respuesta del modelo para la polarización E en los sondeos 6 y 30. En el sondeo 6 el máximo en la resistividad aparente a 80 s es mucho mayor que el de los datos experimentales. Para el sondeo 30 se puede ver el claro desajuste que existe entre 10 y 100 s. Al mismo tiempo se produce un decrecimiento generalizado, aunque menos espectacular, en las resistividades aparentes de la polarización B.

### Site 6

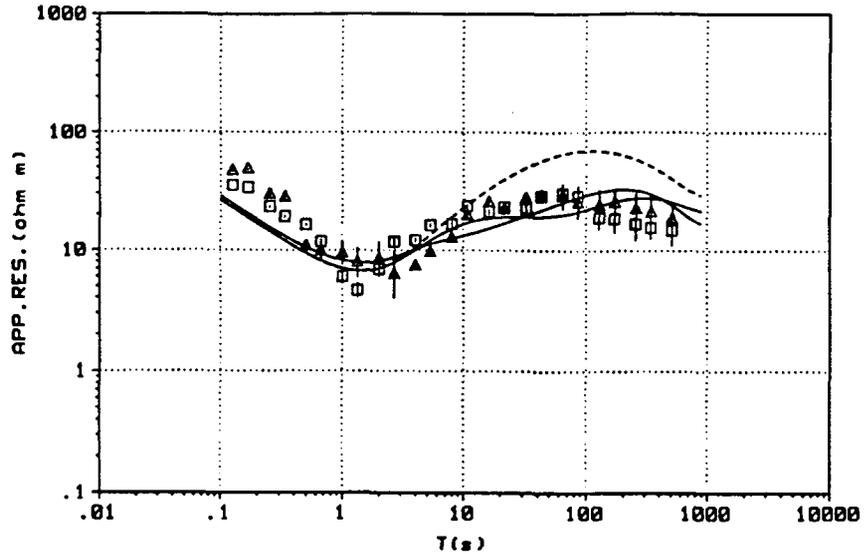


Figura 7.8a. Curva de resistividad aparente para la polarización E del sondeo 6, representativo de la Cuenca del Ebro, para un modelo alternativo (curva discontinua) sin conductores horizontales en la corteza media bajo la Cuenca del Ebro y la zona Surpirenaica. Curvas continuas: polarización E y B del modelo propuesto en la figura 7.2a.

### Site 30

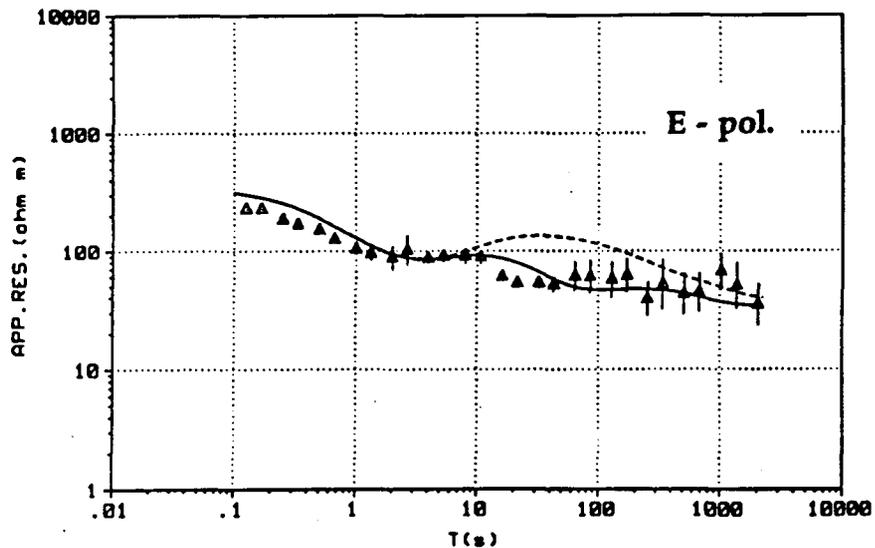
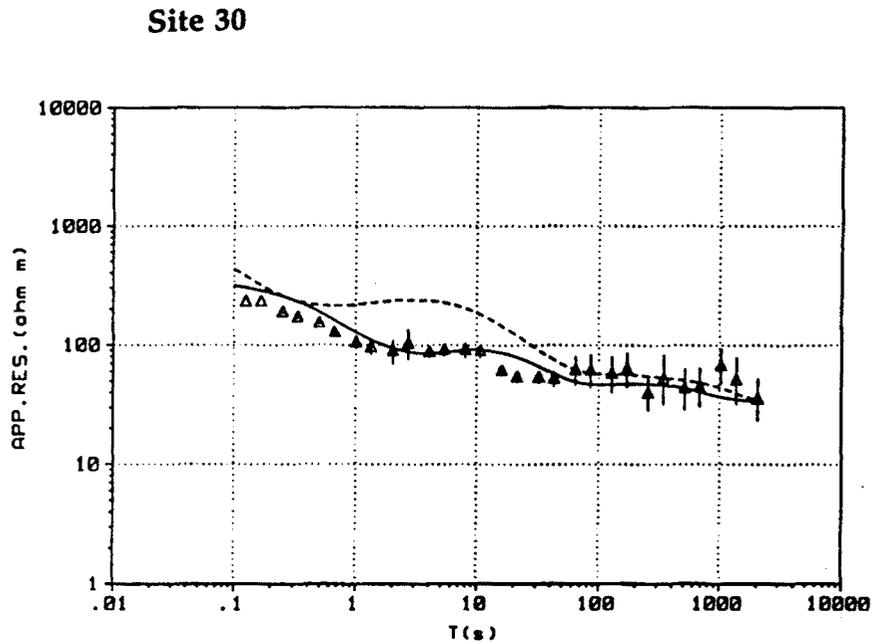


Figura 7.8b. Curva de resistividad aparente para la polarización E del sondeo 30 para un modelo alternativo (curva discontinua) sin conductores horizontales en la corteza media bajo la Cuenca del Ebro y la zona Surpirenaica. Curva continua: polarización E del modelo propuesto en la figura 7.2.

### Modelo C

El siguiente test que se realizó fue el de estudiar la presencia de los conductores inclinados de la corteza superior asociados al nivel de despegue de la cobertera. Para ello se consideró un modelo alternativo que carecía de estas estructuras. La figura 7.9 muestra la respuesta de este modelo alternativo en el sondeo 16, claramente se observa que la resistividad aparente de la polarización E desajusta entre 1 y 70 s.



*Figura 7.9. Curva de resistividad aparente para la polarización E del sondeo 30 (curva discontinua) para un modelo alternativo sin los conductores inclinados en la corteza superior. Curva continua: respuesta del modelo de la figura 7.2.*

### Modelo D

La presencia de los conductores en la base del modelo ( $z > 80$  km, en la placa ibérica y  $z > 115$  km en la placa europea) influyen en el máximo de la resistividad aparente de la polarización B a 80-100 s, aunque la profundidad exacta a la que se halla la base de la litosfera no está bien determinada en la placa ibérica. Bajo la Cuenca del Ebro, la profundidad de 80 km es un compromiso entre el ajuste de las resistividades aparentes y las fases. En la figura 7.10 se muestra el ajuste de la resistividad aparente y fases del sondeo 11 para diversas profundidades de la base de la litosfera. Si la base de la litosfera se sitúa a 55 km el desajuste de las fases de ambas polarizaciones es notorio, mientras que si ésta

se sitúa a 100 km el máximo en las curvas de resistividad aparente se desplaza claramente a periodos superiores a 500 s. Bajo la zona Surpirenaica y Axial no hay suficiente resolución para determinar la base de la litosfera, pues la estructura de 3 Ohm.m produce un efecto de apantallamiento.

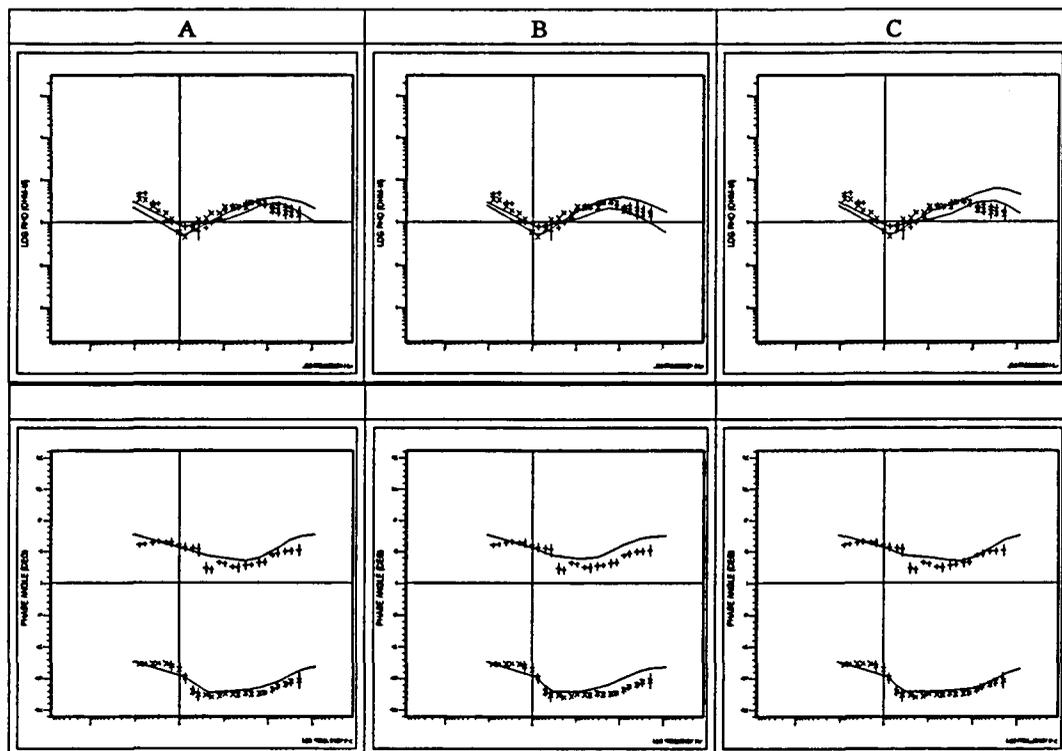


Figura 7.10. Curvas de resistividad aparente y fases para diversas profundidades de la base de la litosfera en el sondeo 6. (A) 80 km, (B) 55 km, (C) 100 km. (+) Polarización B. (x) Polarización E.

## 7.5 Interpretación

### Corteza superior

Los primeros kilómetros del modelo en profundidad se asocian a las formaciones sedimentarias. La resistividad de éstas varía desde 5 Ohm.m de los sedimentos de edad Eocena de la Cuenca del Ebro hasta los más de 1000 Ohm.m de las rocas de edad Paleozoica de la zona Axial. En la corteza superior hay que destacar la presencia de cuerpos de conductividad eléctrica elevada. La localización y orientación de estos cuerpos coincide con las principales zonas de

fallas. Existe una correspondencia entre los conductores verticales y las fallas que presentan gran buzamiento. Los conductores cercanos al sondeo 23 coinciden con dos de los cabalgamientos principales de la Zona Axial que se consideran como la continuación del cabalgamiento de Gavarnie (Muñoz, Martínez y Vergés, 1986). El conductor vertical cercano al sondeo F3 coincide con la Falla Norpirenaica. Más al norte el conductor vertical cercano al sondeo F4 corresponde a la zona de fallas situada entre los macizos de Arize y Trois Seigneurs. El sondeo F5 está situado en el cabalgamiento frontal Norpirenaico, que es la expresión en superficie del nivel de despegue y se identifica por una conductividad elevada.

### *Corteza inferior*

La corteza inferior en la placa ibérica lejos del contacto entre placas tiene un valor de 200 Ohm.m. Este valor de la resistividad es pequeño en comparación con los más de 3000 Ohm.m de la corteza superior. A medida que nos acercamos al contacto entre placas, la resistividad de la corteza inferior en la placa ibérica va disminuyendo. La geometría de la corteza inferior presenta un buzamiento hacia el norte. El resultado más significativo es la presencia de una estructura de 3 Ohm.m en el contacto entre placas que alcanza una profundidad mínima de 80 kilómetros. Las isotermas en este intervalo de profundidades están comprendidas entre 700 °C y 1000 °C según el modelo litosférico de distribución de temperaturas de Zeyen y Fernandez (1994). Por lo tanto, no es posible que la estructura de 3 Ohm.m tenga como origen la fusión parcial de material mantélico, ya que las peridotitas tienen un punto de fusión cercano a los 1200 °C. Por otra parte, el material granulítico de la corteza inferior puede iniciar la fusión a partir de temperaturas próximas a los 700 °C siempre que el contenido de agua en las rocas sea el adecuado. Por lo tanto, la resistividad de 3 Ohm.m parece indicar la presencia de fusión parcial en la corteza inferior de la placa ibérica que subduce bajo la placa europea. Otros procesos podrían explicar valores de resistividad tan bajos, pero deben de ser compatibles con la localización del conductor en el contacto entre placas. La presencia de láminas de grafito interconectadas podría justificar los valores de conductividad observados. Si bien, tal explicación encajaría mejor con un valor de la conductividad constante a lo largo de todo el perfil y no sólo en una zona restringida al contacto entre placas. La presencia de fluidos es difícil de aceptar (Frost y Baucher, 1994), si bien, en caso de existir, favorecería la fusión parcial. En el apartado 7.7 volveremos sobre este tema y se discutirá cada

una de estas posibilidades. La corteza inferior en la placa europea tiene una resistividad de 200 Ohm.m. Este valor está dentro del rango de valores encontrados por Hyndman y Shearer (1989) para la corteza inferior en otras zonas de la Tierra.

### *Manto*

El manto superior también presenta una disminución de la resistividad hacia el norte en la placa ibérica. Bajo la Cuenca del Ebro la resistividad del manto es de 500 Ohm.m, en la Zona Surpirenaica disminuye hasta 30 Ohm.m. En la placa ibérica el manto alcanza una profundidad de 80 kilómetros, mientras que el manto de la placa europea presenta una resistividad mucho mayor, 1000 Ohm.m y alcanza una profundidad de 115 kilómetros. Se asume que el conductor presente en la base del modelo corresponde a la astenosfera. El valor de 7 Ohm.m de dicho conductor está incluido en el rango de valores propuestos por Hjelt y Korja (1993) para la resistividad de la astenosfera. Teniendo en cuenta esto, se puede concluir que la placa europea presenta un espesor litosférico superior al de la placa ibérica.

## **7. 6 Causas de la elevada conductividad**

Las recopilaciones de resistividad eléctrica a escala litosférica indican que, en general, la corteza inferior es conductora (Haak y Hutton, 1986; Hjelt, 1988; Jones, 1992). Este hecho fue sorprendente ya que rocas secas tienen una conductividad eléctrica muy baja, y la presencia de fluidos en la corteza inferior se consideraba poco probable (Brace, 1971). Además, las rocas exhumadas de la corteza inferior, como las granulitas, son raramente conductoras y presentan una mineralogía que indica condiciones de deshidratación. En los últimos años se han propuesto los siguientes mecanismos para explicar la conductividad de la corteza inferior (Hyndman y Shearer, 1989; Jones, 1992; Mooney y Meissner, 1992; Hyndman et al., 1993):

- a) Grafito
- b) Fluidos libres
- c) Fusión parcial

El modelo de resistividades eléctricas de los Pirineos presenta una estructura de 3 Ohm.m en el contacto entre placas. Se ha considerado la fusión parcial de la corteza inferior como la causa más plausible para explicar esta resistividad. A continuación se discuten los posibles mecanismos causantes de esta elevada conductividad.

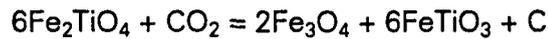
### 7.6.1 Grafito

El descubrimiento de finas películas de grafito intergranulares en monzonitas y anartositas (Frost et al., 1989), fayalitas (Wilmart et al., 1991) y granulitas (Mareschal et al., 1992) ha hecho considerar que el grafito puede jugar un papel importante en la conductividad de la corteza inferior. Hay dos posibles mecanismos para la generación de grafito en la corteza inferior:

- a) Materia orgánica de origen sedimentario ubicada a gran profundidad como consecuencia de procesos tectónicos y sometida a metamorfismo.
- b) Reacciones de reducción de  $\text{CO}_2$  contenido en rocas ígneas o metamórficas.

Es poco probable que en la corteza inferior exista materia orgánica, por lo que el grafito tiene que haber sido originado por reacciones de reducción de  $\text{CO}_2$ . La estabilidad del grafito depende de la fugacidad del oxígeno ( $f\text{O}_2$ ), que en la corteza inferior es, en general, demasiado elevada para asegurar su estabilidad. Sin embargo Frost et al. (1989) han descrito un proceso para la posible formación de grafito en la corteza inferior. Para garantizar la estabilidad del grafito sugieren el siguiente mecanismo:

Durante el enfriamiento de las rocas, el equilibrio interóxidos hace disminuir la fugacidad del oxígeno y permite la precipitación del grafito acompañado por oxiexsolución. Este proceso sólo se puede producir si hay un donante de oxígeno, que puede provenir de la fase fluida de  $\text{CO}_2$  a partir de la siguiente reacción:



en esta reacción se produce una oxidación del Fe y una reducción del C que se convierte en grafito. Estos autores proponen tres escenarios principales en los cuales se puede dar esta reacción: (1) Esquistos pelíticos y gneises; (2) rocas plutónicas de composición máfica; (3) charnoquitas y rocas granulíticas.

La cantidad de grafito que se puede generar a partir de la reacción química propuesta por Frost et al. (1989) es muy pequeña. Para que la conductividad aumente el grafito tiene que estar conectado entre sí (Katsube y Mareschal, 1993), pero el que se forma en las intersecciones de los granos está aislado (Watson y Brenan, 1987). Por otra parte, los estudios realizados en laboratorio sobre la movilidad del grafito presente en olivino (Tsong et al., 1985) y dunita (Watson, 1986) dan como resultado una difusividad del grafito del orden de  $10^{-10}$  cm<sup>2</sup>/s. Con estos valores no es de esperar que el grafito formado entre los granos pueda formar películas interconectadas (Watson, 1986). Por lo tanto, la presencia de grafito en el contacto entre placas, como única causa para explicar la conductividad observada, es improbable.

## 7.6.2 Fluidos libres

La presencia de fluidos en la corteza inferior puede explicar las elevadas conductividades eléctricas observadas. Sin embargo, la presencia de éstos en la corteza inferior plantea ciertas cuestiones de tipo petrológico acerca de su origen y permanencia a las que no se puede dar una respuesta satisfactoria.

### *Origen de los fluidos en la corteza inferior.*

Existen cuatro procesos para explicar la presencia de fluidos en la corteza inferior:

1) Fluidos de origen meteórico que pueden penetrar varios kilómetros en la corteza por efecto gravitatorio. Existe sin embargo, una limitación en la profundidad, ya que no pueden sobrepasar regiones en las que la temperatura sea superior a 250 °C. A estas temperaturas las reacciones químicas que se producen consumen agua a una velocidad superior a la que es transportada.

2) Algunos autores han propuesto que los fluidos en la corteza inferior tienen su origen en el manto. Sin embargo esto sólo puede ocurrir en zonas de actividad magmática. En las zonas donde la corteza inferior y el manto están fríos, los fluidos son incompatibles con las mineralogías del manto conocidas hasta el momento (Frost y Bucher, 1994)

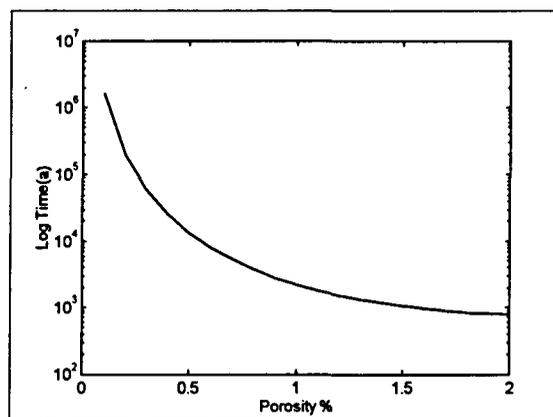
3) Los procesos de metamorfismo son otro mecanismo para generar fluidos en la corteza. Durante el metamorfismo progrado (aumento de temperatura de las rocas) los minerales que forman las rocas se deshidratan y el agua liberada puede formar una fase fluida (Baumgartner y Ferry, 1991). Sin embargo, cuando se produce el enfriamiento de las rocas, el agua se consume rápidamente debido a las reacciones retrógradas y la roca se deshidrata (Yardley, 1981).

4) El cuarto proceso para generar fluidos en la corteza inferior es la cristalización de rocas ígneas fundidas. Sin embargo, como en el caso de los fluidos de origen metamórfico estos fluidos desaparecen cuando los cuerpos magmáticos se enfrían.

Cualquiera de estos mecanismos propuestos es difícil de aceptar para la corteza inferior de los Pirineos, pero aún en el caso de que se generasen fluidos por alguno de estos mecanismos todavía queda el interrogante acerca de su permanencia.

### *Permanencia de los fluidos*

Los fluidos libres en la corteza inferior tienen tiempos de permanencia muy cortos en términos geológicos, incluso en el caso de que no desaparezcan debido a reacciones metamórficas retrógradas. La figura 7.11 muestra el tiempo necesario para desalojar el fluido de una capa de 10 kilómetros de espesor en función de la porosidad. Como puede observarse, para una porosidad entre un 1% y un 2% para la corteza inferior (Hyndman y Shearer, 1989), el fluido desaparece aproximadamente en 1000 años. Para evitar el problema de la pérdida del fluido en la corteza inferior, Etheridge et al. (1994) sugirieron la presencia de una capa impermeable producida por la precipitación de silicatos presentes en fluidos sobresaturados en su movimiento hacia la superficie. Según Etheridge et al. (1994), el cuarzo depositado en las precipitaciones recubre las fracturas y poros presentes creando así una capa impermeable. Sin embargo, la existencia de esta capa es bastante difícil de aceptar por razones petrológicas (Frost y Bucher, 1994). Primero, porque una capa de cuarcita en la corteza se fracturaría debido a los procesos tectónicos y permitiría la fuga de los fluidos y en segundo lugar, la composición de los fluidos que se necesitan para la formación de esta capa está lejos de un estado de equilibrio.



*Figura 7.12. Tiempo necesario para desalojar el agua presente en una capa de 10 km de espesor en función de la porosidad de la roca. Calculado a partir de las expresiones de Bailey (1990).*

Los interrogantes que se plantean acerca de la formación y permanencia de fluidos libres en la corteza inferior, hacen considerar como poco probable que éstos constituyan el mecanismo que aumenta su conductividad.

### 7.6.3 Fusión parcial

Las rocas que componen la corteza inferior son principalmente rocas metamórficas. El metamorfismo es un proceso de transformación mineralógica y microestructural, cuya causa principal es la variación de la presión y la temperatura respecto de las condiciones de formación de la roca. Una facies metamórfica se define como el rango de condiciones de presión y temperatura en el que una asociación mineral determinada es estable. En la figura 7.13 se muestra la subdivisión del campo P-T propuesta por Yardley (1989).

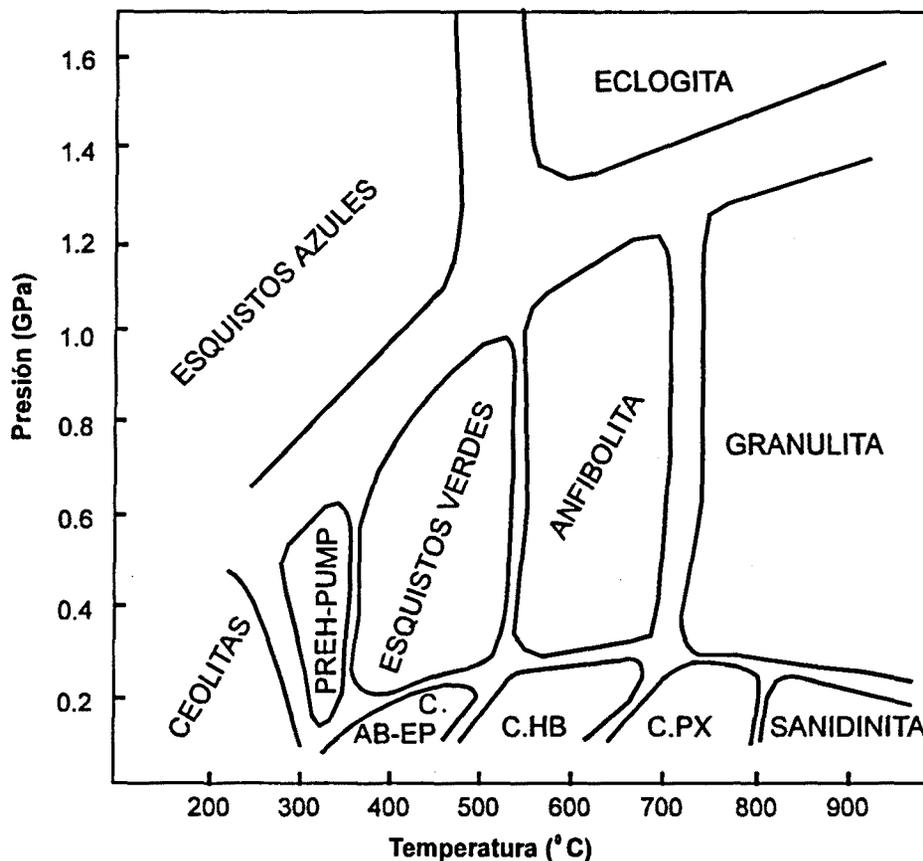
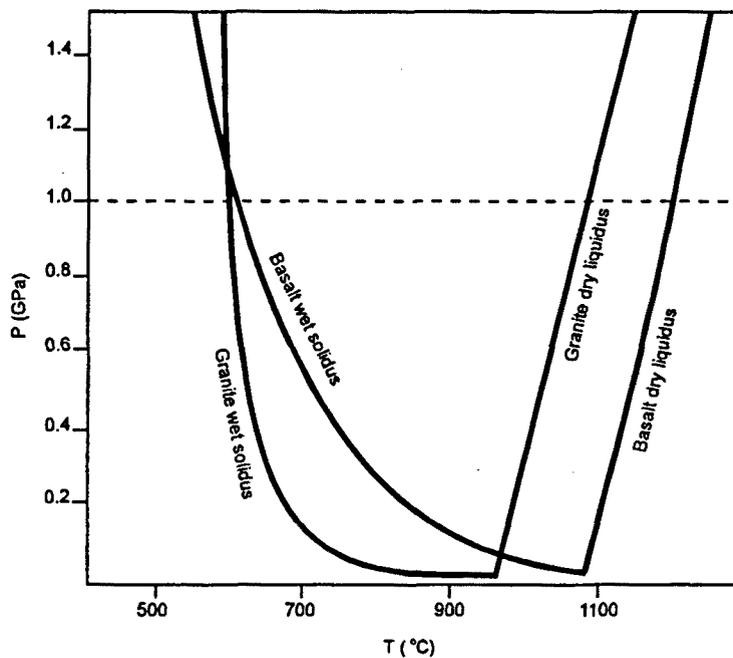


Figura 7.13. Clasificación del campo P-T en facies metamórficas. (Modificada de Yardley, 1989)

La figura 7.14 presenta un gráfico P-T con las curvas de *solidus* y *liquidus* para el granito y el basalto. Se define como punto de *solidus* el valor de P y T para el cual aparece la primera fase líquida en un sistema sólido; el punto de *liquidus* corresponde a los valores de P y T en los cuales se produce la aparición de la pri-

mera fase sólida en un sistema líquido. Si la corteza y el manto estuvieran totalmente secos, es decir, si no existieran fluidos libres entre los granos de las rocas o no hubiera minerales que contienen agua, como las micas, la fusión de la corteza y del manto se produciría a temperaturas muy elevadas. En la gráfica se observa que la presencia de agua hace disminuir drásticamente la temperatura de inicio de fusión para una misma presión. El basalto tiene una temperatura de solidus o inicio de fusión de 1140 °C para una presión de 1 GPa (aproximadamente a unos 38 km de profundidad), sin embargo, si el sistema está saturado en agua, la temperatura de solidus del basalto disminuye hasta 630 °C. Para el granito, si el sistema contiene la cantidad de agua suficiente, la temperatura de inicio de fusión disminuye de 1080 °C a 630 °C.



*Figura 7.14. Influencia del agua en la temperatura de solidus o inicio de fusión del granito y el basalto (modificada de Thompson, 1992)*

Las rocas que componen la corteza inferior de los Pirineos están en facies granulita formadas a temperatura elevada. A partir de las velocidades sísmicas halladas para la corteza inferior y de los afloramientos de rocas granulíticas observados en los Pirineos se deduce que éstas deben de tener una composición pelítica y básica (Vielzeuf, 1984). Debido a que el inicio de la fusión de ambas ro-

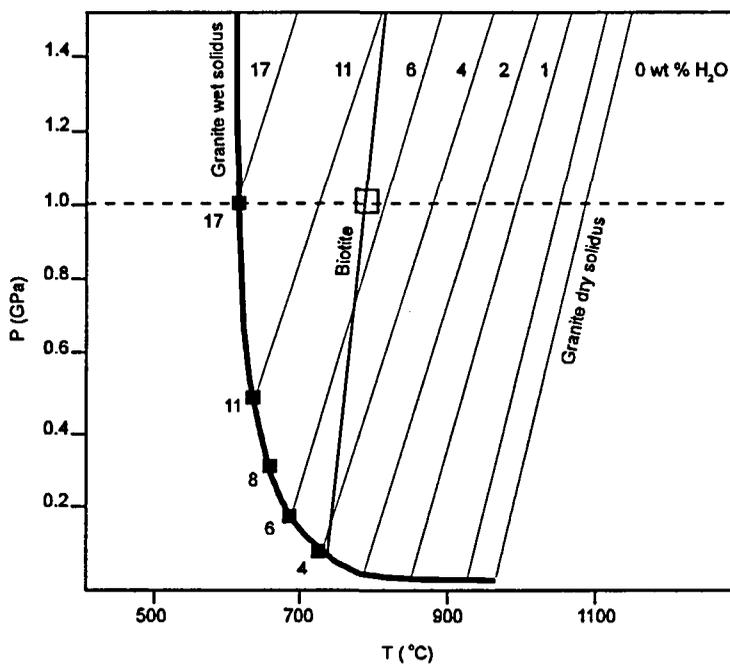
cas está dominado por la fusión de feldespato+cuarzo, las primeras fases líquidas producidas por fusión parcial de un amplio rango de rocas de la corteza son de composición "pseudo-granítica" (Thompson, 1987).

Para que se produzca la fusión de la corteza inferior es necesario alcanzar temperaturas muy elevadas o bien, se necesita la presencia de fluidos para reducir la temperatura de inicio de fusión. La temperatura que se alcanza a 80 kilómetros de profundidad en los Pirineos es de unos 1000 °C (Zeyen y Fernández, 1994), de ahí que, para explicar la fusión parcial a profundidades menores, sea necesaria la presencia de fluidos. Como hemos comentado anteriormente, la presencia de fluidos libres es difícil de aceptar por lo que la aportación de los fluidos necesarios para reducir la temperatura de fusión de las granulitas tendrá que venir de aportaciones de minerales hidratados.

La fusión debida al agua liberada por los minerales se denomina fusión por deshidratación (Vielzeuf y Holloway, 1988). Las reacciones de deshidratación de moscovita y biotita (micas) en materiales pelíticos y de biotita en materiales con una menor composición aluminica en la corteza inferior, pueden inducir la fusión parcial. La cantidad de agua disponible a partir de las reacciones de deshidratación de las micas es insuficiente para saturar la fusión por lo que las cantidades de fundido producidas serán pequeñas y proporcionales a la cantidad de mica involucrada en las reacciones. En los análisis geoquímicos, realizados por Vielzeuf (1984), en los afloramientos de materiales granulíticos de los Pirineos (Treilles, l'Agly, Bassède de Sault y Ursuya) no se detectó la presencia de moscovita, sin embargo, la cantidad media de biotita presente es de un 22% en peso. A partir de medidas experimentales, la reacción de deshidratación de la biotita en compuestos metapelíticos a presiones de 1 GPa (38 km de profundidad) se produce a una temperatura de 760 °C y la cantidad media de agua liberada por la biotita es de un 4% en peso (Le Breton y Thompson, 1988).

La figura 7.15 presenta la curva de solidus del granito para diferentes fracciones molares de agua y la curva de deshidratación de la biotita. Si toda la biotita presente en las granulitas (22%) sufre una reacción de deshidratación la cantidad de agua liberada será de un 0.8 %. La cantidad necesaria de fluido para saturar el

granito para que la fusión sea del 100 % es de 7.8 %, por lo que un 0.8 % de fluido provocará un  $0.8/7.8 \approx 10$  % de fusión parcial. Este valor (10%) es un valor máximo en el caso de que toda la biotita presente se deshidratara. Este límite superior de fusión parcial no es suficiente para que se produzca la segregación y migración de los materiales fundidos, para que esto se produjera sería necesario que al menos un 25 % del material estuviera fundido (Le Breton y Thompson, 1987).



*Figura 7.15. Solubilidad del agua en fundidos graníticos. Los números presentes en la curva de Granite wet solidus indican el % en peso de agua necesaria para producir una fusión del 100 %. Estos valores se han determinado experimentalmente. Asimismo se presenta la curva de deshidratación-fusión de la biotita (modificada de Thompson, A.B., 1992)*

De los tres mecanismos posibles que pueden explicar los valores de alta conductividad observados, la fusión parcial es el que presenta mayores posibilidades. Si bien, es posible la presencia de fluidos libres o grafito en el contacto entre placas aunque en cantidades muy pequeñas, que por si solas no explicarían los valores de conductividad observados.

## 7.7 Conclusiones

1) Antes de interpretar las curvas de resistividad aparente es preciso efectuar la corrección del factor de "static shift". La determinación de este factor se ha realizado imponiendo la profundidad del contacto entre la cobertera conductora y el basamento resistente. Este nivel se ha fijado a partir de los datos de sísmica de reflexión y de sondeos en pozos.

2) La modelización bidimensional de las curvas de resistividad aparente y fases a lo largo del perfil 1 nos ha permitido obtener un modelo de resistividades eléctricas para los Pirineos. El resultado más sorprendente ha sido la presencia de una estructura de alta conductividad en el contacto entre placas. Los tests de sensibilidad realizados han confirmado la presencia de esta estructura que se ha interpretado como fusión parcial de la corteza inferior de Iberia subducida. En la base del modelo hay una unidad muy conductora que se asocia a la astenosfera. En la zona Axial esta estructura no se puede diferenciar del conductor de 3 Ohm.m.

3) Las conductividades elevadas de la corteza inferior se pueden explicar por la presencia de grafito, fluidos o fusión parcial. Se ha considerado la fusión parcial como el mecanismo más plausible para explicar la elevada conductividad en el contacto entre placas. Para que se produzca la fusión parcial de la corteza es necesaria la presencia de fluidos. La aportación de fluidos debe de producirse como consecuencia de las reacciones de deshidratación de las micas presentes en las rocas granulíticas. A partir de la cantidad de mica presente en las rocas de la corteza inferior expuestas en superficie, el valor máximo de fusión parcial de la corteza inferior en los Pirineos es de un 10 %. Sin embargo, como se mostrará en el capítulo décimo, la conductividad de 3 Ohm.m se puede explicar con unas cantidades de fusión parcial inferiores.



## CAPÍTULO 8

---

### Modelización del Perfil 2 (Belagua)

#### 8.1 Introducción

El modelo de resistividades eléctricas obtenido a partir de la interpretación bidimensional del perfil 1 revela la existencia de una zona de elevada conductividad en el contacto entre la placa ibérica y la europea. La causa más probable de esta zona de elevada conductividad es la fusión parcial de la corteza inferior de la placa ibérica que subduce bajo la europea, como ya se discutió en el capítulo anterior. Para comprobar la continuidad hacia el oeste de dicha estructura se registraron 20 sondeos situados al oeste del perfil 1. Dado que el objetivo era determinar la estructura regional, la densidad de los sondeos fue menor que en el perfil 1. Los sondeos se realizaron en la zona Surpirenaica y en la zona Axial, los más occidentales se hallan al norte de Pamplona. Como paso previo a una modelización tridimensional, se realizó la modelización bidimensional de un perfil norte-sur de los sondeos T5, T4 y T16 (fig 6.1). Este perfil atraviesa la terminación occidental de la zona Axial, al oeste del contacto entre el basamento formado por rocas paleozoicas y la cobertera formada por rocas mesozoicas y terciarias. El sondeo T5 se halla sobre los sedimentos clásticos de edad terciaria de la Cuenca de Jaca, mientras que los sondeos T4 y T16 se encuentran sobre calizas mesozoicas. Estas calizas están afectadas por un sistema kárstico de gran extensión, tanto en la zona de culminación de la zona Axial como en su flanco norte.

## 8.2 Interpretación del Perfil 2 (Belagua)

La interpretación de este perfil se ha realizado a partir de las curvas de resistividad aparente y fases de ambas polarizaciones de los sondeos T5, T4 y T16. Como ya se ha comentado, la interpretación de la resistividad aparente está condicionada a la corrección del "static shift". En este caso no se dispone de información de sondeos realizados en pozos, por lo que la corrección se ha realizado imponiendo a 22 kilómetros de profundidad el techo de la corteza inferior. Este valor es el obtenido en la modelización del perfil 1 para la zona Surpirenaica. Como en el perfil 1 la modelización se ha realizado con el algoritmo de elementos finitos de Wannamaker et al. (1987). El modelo inicial se construyó a partir de las inversiones unidimensionales de las curvas de resistividad aparente y fases de la polarización B. La estrategia seguida para la obtención del modelo de resistividades ha sido idéntica a la empleada para construir el modelo del perfil 1.

## 8.3 Morfología de las componentes del tensor de impedancias

Antes de realizar la interpretación vamos a destacar los rasgos morfológicos más representativos de cada sondeo. En el sondeo T5 (fig. 8.1) las curvas de las dos polarizaciones están separadas desde el inicio de la curva hasta

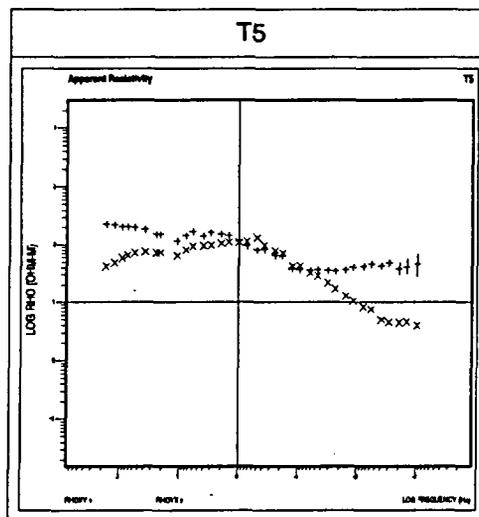


Figura 8.1. Curvas de resistividad aparente del sondeo T5. Polarización B (+). Polarización E (x)

1 s, debido a la presencia de una estructura superficial y lateral de alta resistividad. Entre 1 s y 10 s las dos polarizaciones coinciden. A partir de 10 s se produce una separación entre ambas polarizaciones, la resistividad aparente de la polarización E es inferior a la de la polarización B, lo que implica un incremento lateral de la conductividad.

Los sondeos T4 y T16 (fig. 8.2) muestran un comportamiento muy similar al de los sondeos obtenidos en la zona Surpirenaica y Zona Axial del primer perfil. En este caso la separación entre ambas polarizaciones se produce a periodos de 10 s, indicando que el nivel de despegue entre el basamento y la cobertera se halla a mayor profundidad. Las curvas de resistividad aparente de la polarización E disminuyen continuamente, lo que indica la presencia de una estructura conductora en profundidad.

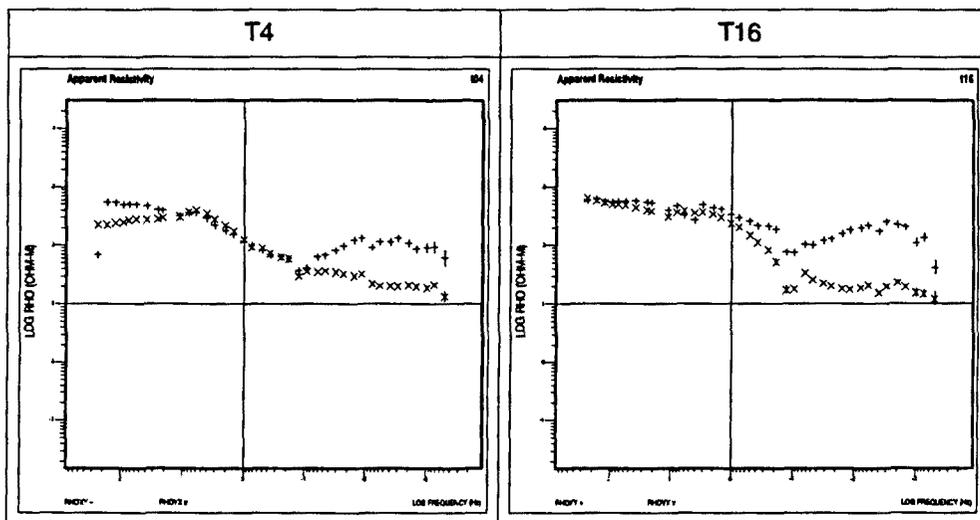


Figura 8.2. Curvas de resistividad aparente de los sondeos T4 y T16. Polarización B (+). Polarización E (x)

## 8.4 Modelo de resistividades

A pesar de disponer solamente de tres sondeos a lo largo del perfil, el modelo obtenido (Fig. 8.3) define las principales estructuras corticales. Los primeros kilómetros del modelo son moderadamente resistentes. La Cuenca de Jaca, situada al sur del modelo, muestra una resistividad más pequeña, este

hecho se asocia a la composición clástica de los sedimentos de la cuenca. La parte norte del perfil es más resistente debido a la presencia de calizas de edad Paleógena y Mesozoica. Bajo estas calizas, a una profundidad de cuatro kilómetros tenemos un conductor subhorizontal. Este conductor podría estar asociado a la presencia de fluidos en la zona de karstificación. En la corteza superior, altamente resistente, la presencia de dos cuerpos conductores buzando hacia el norte coinciden con cabalgamientos que involucran el basamento (Teixell, 1996). En cuanto a las estructuras profundas, tenemos una zona de alta conductividad a profundidades del manto superior ( $z > 30$  km) que se asocia al conductor de 3 Ohm.m situado en el contacto entre placas del modelo del perfil 1. La presencia de esta estructura en el modelo de resistividades es necesaria para ajustar los datos, sin embargo, el límite norte no está bien determinado, debido a la ausencia de registros más al norte del sondeo 16.

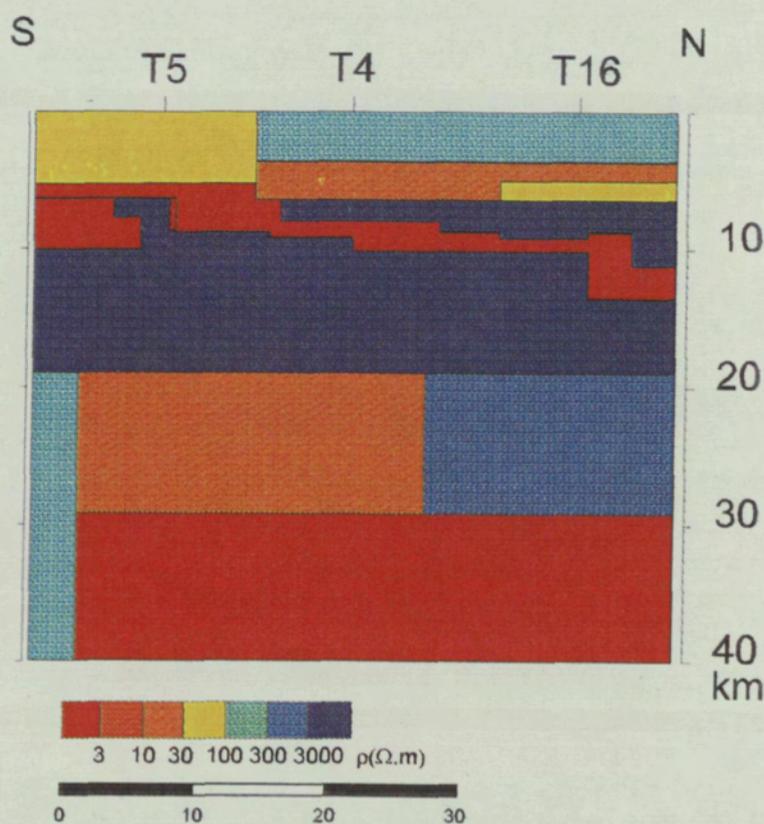
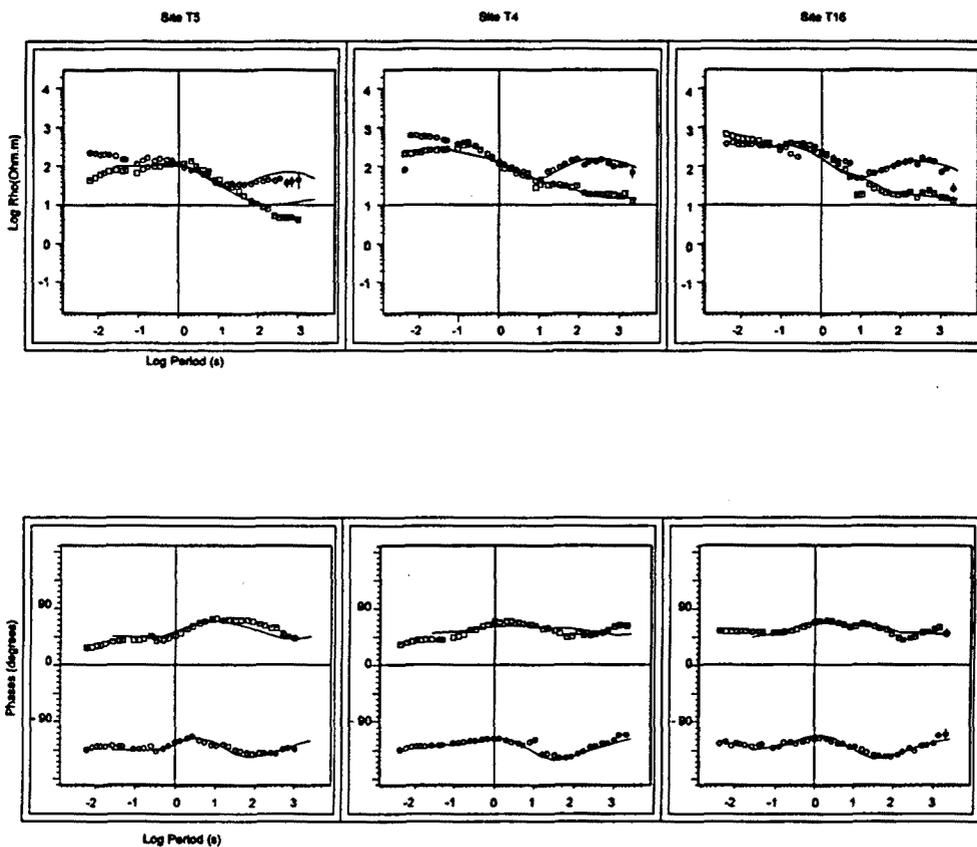


Figura 8.3. Modelo bidimensional de resistividades eléctricas. Las resistividades del modelo se han agrupado en intervalos.

En la figura 8.4 se muestran las curvas de resistividad aparente y fases experimentales así como las respuestas del modelo. El mínimo, en las curvas de resistividad aparente de la polarización B alrededor de 10 s, es debido a la baja resistividad del nivel de despegue de la cobertera. La separación de las curvas de resistividad del nivel de despegue de la cobertera. La separación de las curvas de ambas polarizaciones para periodos superiores a 10 s se asocia al buzamiento hacia el norte del conductor asociado al nivel de despegue de la cobertera. En los sondeos T4 y T16 hay que destacar el decrecimiento continuo de las curvas de resistividad aparente de la polarización E provocado por la presencia de la estructura de 3 Ohm.m que se asocia con la corteza inferior.



*Figura 8.4. Comparación de las resistividades aparentes experimentales y la respuesta del modelo (curva continua). Cuadrados: Polarización E. Círculos: Polarización B. Líneas continuas: respuesta del modelo propuesto.*



## CAPÍTULO 9

---

### Modelo tridimensional

#### 9.1 Introducción

Con la distribución de sondeos magnetotelúricos que se dispone, hasta el momento de realizar esta memoria, en los Pirineos, no es posible realizar la interpretación de un nuevo perfil bidimensional al oeste del perfil 2 (Belagua). El comportamiento de la polarización E de los sondeos más occidentales (T12 y T22) es similar al de los sondeos de la zona Norpirenaica del perfil ECORS (F2, F3 y F4), aunque la calidad de los sondeos T12 y T22 no es tan buena. Para comprobar cuantitativamente si el comportamiento de la polarización E de los sondeos T12 y T22 era debido a la ausencia del conductor profundo, como en los sondeos F2, F3 y F4 (Capítulo 7) se ha realizado una modelización tridimensional de las estructuras regionales de los Pirineos.

La modelización de estructura geológicas complejas está en sus primeros estadios. La aparición del primer algoritmo que resolvía de manera numérica las ecuaciones de Maxwell para un medio tridimensional se remonta a mediados de los años setenta. Weidelt (1975) presentó su algoritmo de "lámina fina", que consistía en un modelo estratificado en el cual se podía incluir una lámina horizontal de dimensiones finitas con una conductancia determinada ( $S=\sigma h$ ), por supuesto este algoritmo presenta muchas limitaciones. A partir de este algoritmo se presentaron otros que tomaban el de Weidelt como punto de partida, pero los resultados obtenidos eran bastante pobres y las estructuras que podían simular,

muy simples. En 1994 aparece un algoritmo que calcula, de forma más operativa, la respuesta electromagnética de medios tridimensionales (Mackie et al., 1994). Hasta la actualidad casi todas las modelizaciones tridimensionales que se han realizado son de estructuras muy simples ya que la resolución numérica de medios tridimensionales involucra un número elevado de parámetros y requiere una gran capacidad de cálculo.

## **9.2 Morfología de las componentes del tensor de impedancias**

A partir de los modelos bidimensionales de los perfiles 1 y 2 se ha construido un modelo tridimensional que reproduce las estructuras eléctricas regionales. En el área de estudio disponemos de 56 sondeos magnetoteléuticos, pero para construir el modelo 3D nos hemos centrado en siete sondeos regionales distribuidos por todas las zonas. El hecho de seleccionar solamente siete sondeos se debe a que hay muchos sondeos que presentan respuestas similares, por lo que la selección de los más representativos nos permite simplificar la interpretación y establecer los rasgos principales de los datos. Hemos seleccionado los siguientes sondeos: 6, 29, F3, T4, T5, T7, T12.

El sondeo 6 es representativo de la Cuenca del Ebro; en esta zona ambas polarizaciones coinciden en todos los sondeos. Las curvas de resistividad aparente presentan un mínimo alrededor de 1 s que responde al nivel de despegue entre la cobertera Mesozoica y el zócalo Paleozoico. El nivel de despegue está presente en toda la Cadena y hay que considerarlo como una estructura regional aunque su profundidad es variable a lo largo de la misma.

El sondeo 29 está situado en la Zona Surpirenaica. Aquí las curvas de resistividad aparente de ambas polarizaciones se separan para periodos de 1 s. La curva de resistividad aparente de la polarización E continua disminuyendo para periodos superiores. Este comportamiento también se manifiesta en los sondeos de la zona Axial por lo que hemos considerado el sondeo 29 como representativo de las zonas Surpirenaica y Axial. La caída de las curvas de la polarización E para periodos grandes se asocia a la presencia de un cuerpo conductor en profundidad

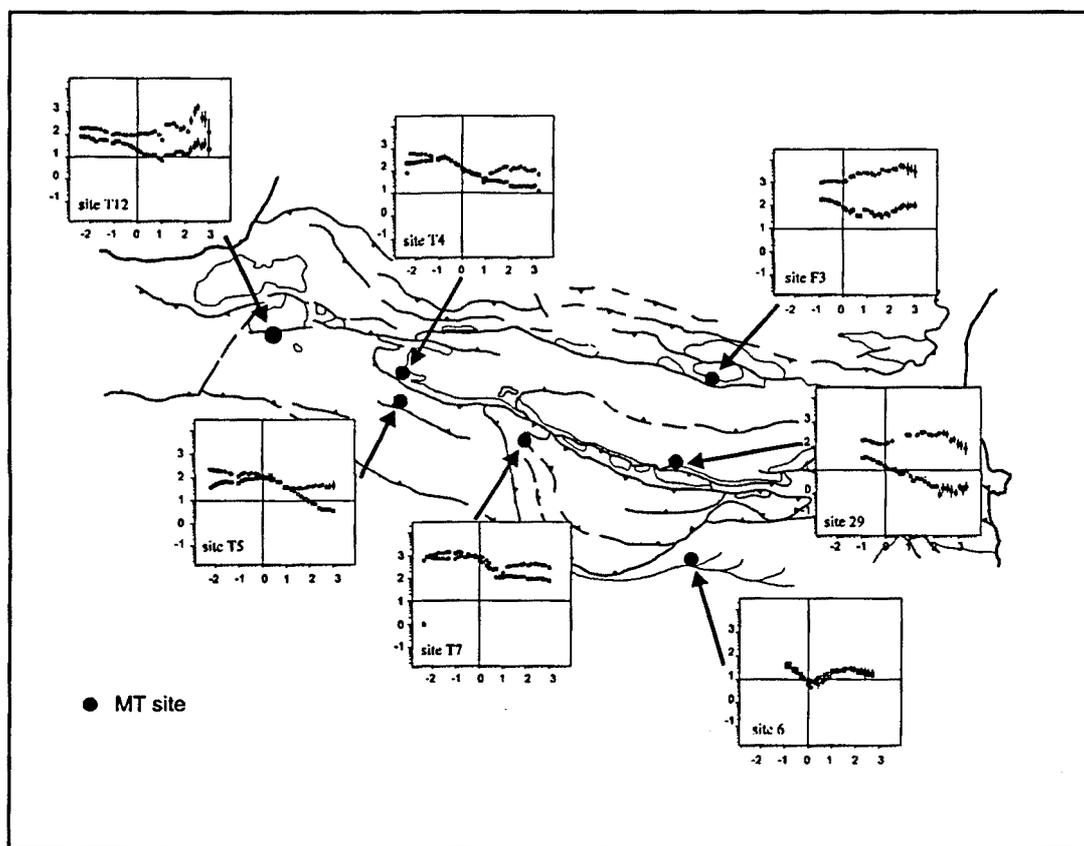


Figura 9.1. Situación de los sondeos regionales utilizados en la modelización tridimensional y curvas de resistividad aparente de cada uno de los sondeos. Cuadrados: polarización E; Círculos: polarización B.

de carácter regional.

De la zona Norpirenaica hemos seleccionado el sondeo F3, la principal diferencia entre los sondeos de esta zona y los de las zonas Surpirenaica y Axial está en la curva de resistividad aparente de la polarización E, ya que en los sondeos de la zona Norpirenaica empieza a aumentar a partir de 80 s debido a la ausencia de la estructura conductora en profundidad. Estos tres sondeos corresponden al primer perfil bidimensional que hemos interpretado.

Hacia el oeste se ha seleccionado el sondeo T7 que es similar al sondeo 29, aunque la separación entre las polarizaciones se produce a 10 s. Esto se atribuye a que el nivel de despegue en esta zona está a mayor profundidad.

Los sondeos T4 y T5 corresponden al perfil 2. Las curvas de resistividad aparente del sondeo T4 son muy similares a las del T7 a pesar de estar separados más de 50 kilómetros. Este hecho es indicativo de que la respuesta electromagnética obtenida en estos sondeos se debe a estructuras regionales.

El último sondeo seleccionado ha sido el T12, cuyas curvas de resistividad aparente presentan una morfología similar a las del sondeo F3, lo cual sugiere la ausencia de la estructura profunda de conductividad elevada. En la figura 7.1 podemos ver la situación de los sondeos seleccionados.

### **9.3 Modelo de resistividades**

El modelo 3D de resistividades eléctricas ha sido construido a partir del ajuste de los datos mediante ensayo y error, para ello hemos empleado el algoritmo de Mackie et al. (1994) basado en la forma integral de las ecuaciones de Maxwell. La malla empleada ha sido de 40x40 elementos horizontales y 25 elementos verticales (100 Mb de memoria RAM). La respuesta del modelo se ha calculado entre 0.1 y 1000 s. El modelo inicial se construyó a partir de los modelos bidimensionales anteriormente presentados. El modelo final se presenta en la figura 9.2. El nivel de despegue entre los sedimentos Mesozoicos y el basamento Paleozoico está caracterizado por una zona de baja resistividad (10 Ohm.m). Esta estructura se hunde hacia el norte en la placa ibérica y al mismo tiempo está situada a mayor profundidad hacia el oeste. La corteza superior presenta una resistividad elevada (> 3000 Ohm.m), mientras que la resistividad de la corteza inferior en la placa ibérica va disminuyendo a medida que nos acercamos al contacto entre las placas. En la base del modelo tenemos un conductor de 7 Ohm.m cuyo techo está a unos 80 km en la placa ibérica y 115 en la placa europea. Este conductor se interpreta como la astenosfera. Todas estas

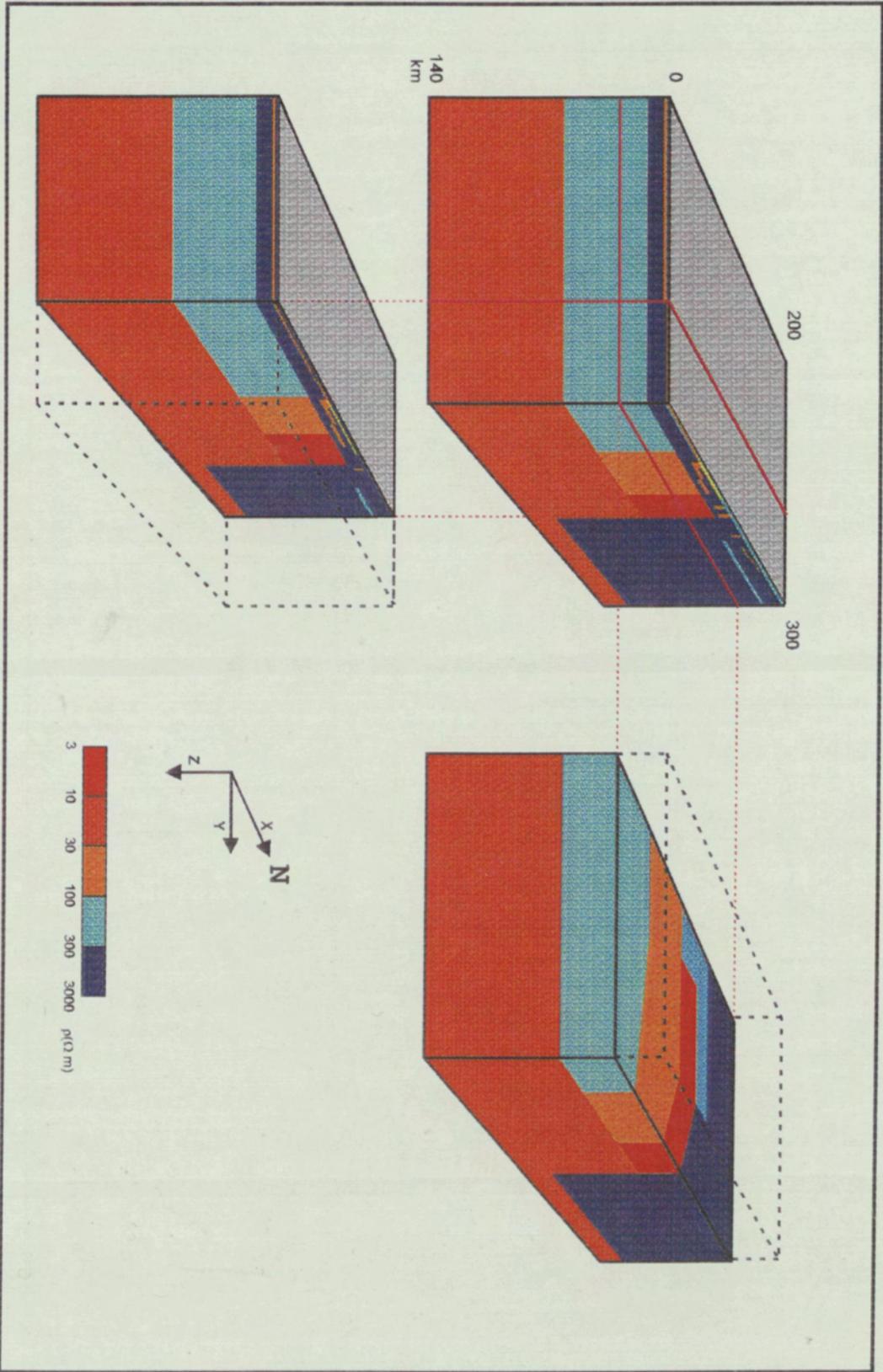


Figura 9.2. Modelo tridimensional de resistividades eléctricas

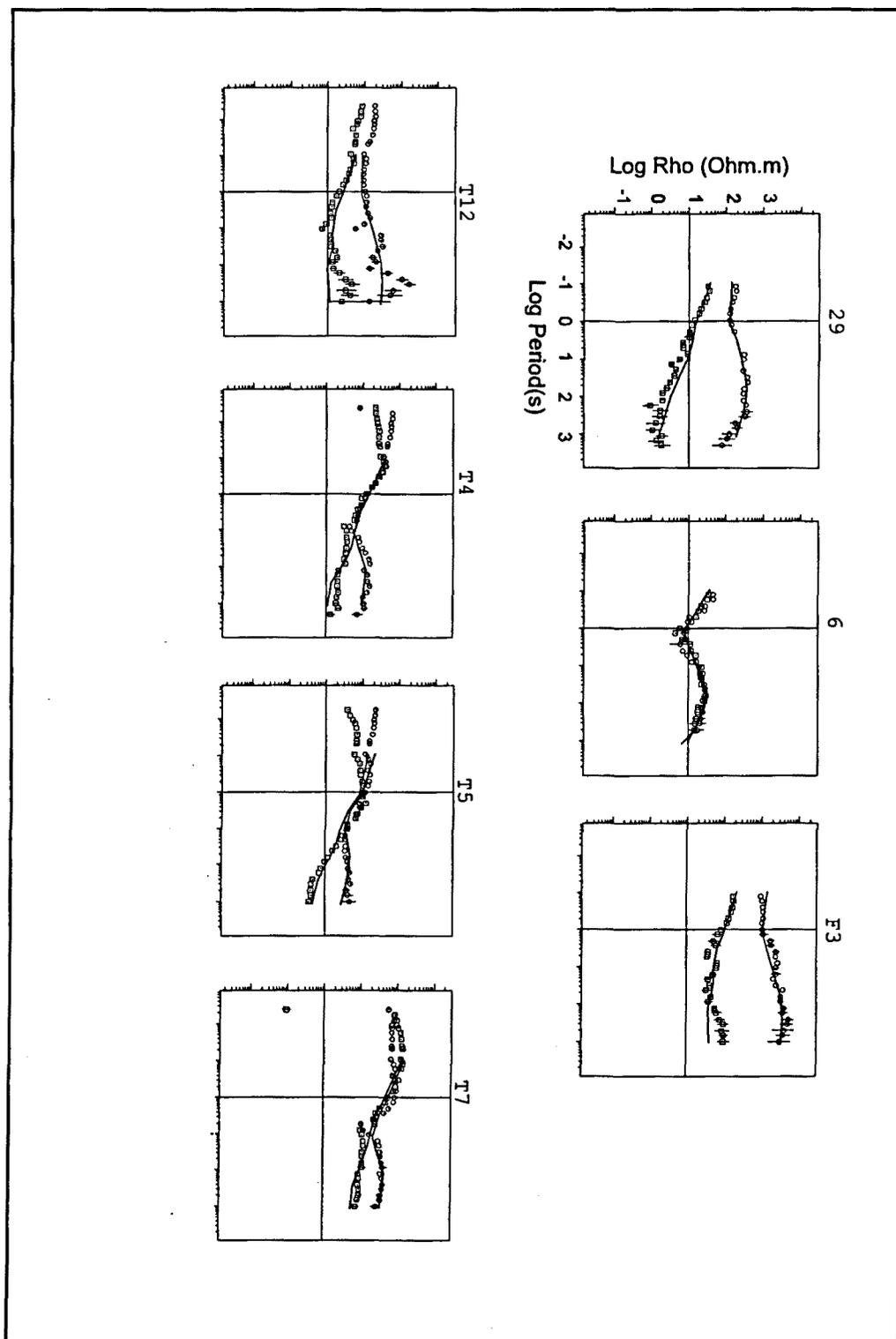


Figura 9.3. Comparación de las resistividades aparentes experimentales y la respuesta del modelo (línea continua). Cuadrados: polarización E, Círculos: polarización B.

características ya han sido descritas en los modelos bidimensionales anteriormente presentados. La aportación más importante del modelo tridimensional es acerca de la continuidad hacia el oeste de la estructura de alta conductividad (3 Ohm.m) asociada a la subducción de la corteza inferior de la placa ibérica. Esta estructura se ve truncada entre los sondeos T4 (Belagua) y T12 (situado más al oeste) lo que se interpreta como una ausencia de corteza inferior subducida. A pesar de la limitación impuesta por la malla empleada, ya que los elementos horizontales eran de unos 5 km, los sedimentos superficiales y las principales fallas están presentes en el modelo. La comparación entre la respuesta del modelo y los datos experimentales puede verse en la figura 9.3. La respuesta del modelo ajusta la polarización B de los siete sondeos. Para la polarización E la discrepancia es mayor, en particular en los sondeos T12 y F3 para periodos superiores a 100 s. Sin embargo, la tendencia de la resistividad aparente de estos sondeos para periodos largos es la de mantenerse e incluso remontar ligeramente. Por lo tanto, el modelo, a pesar de necesitar un mayor refinamiento para acabar de ajustar los periodos largos de la polarización E en los sondeo T12 y F3, reproduce los rasgos generales y tendencias de los datos.

### 9.3.1 Resolución

La diferencia más importante entre el modelo tridimensional y los modelos bidimensionales es el truncamiento entre los sondeos T4 y T12 (fig. 9.4B) del conductor profundo en el contacto entre placas. Para estudiar la resolución de este truncamiento se han ensayado diversos modelos alternativos variando la geometría del conductor profundo (modelos, figs. 9.4C y 9.4D).

#### Modelo 1

La primera prueba que se ha realizado ha sido la de prolongar la estructura de 3 Ohm.m hacia el oeste, de tal manera, que estuviera en la vertical del sondeo T12 (fig. 9.4D). El efecto de situar la estructura conductora en la vertical del sondeo T12 afecta a ambas polarizaciones, aunque el cambio más significativo se

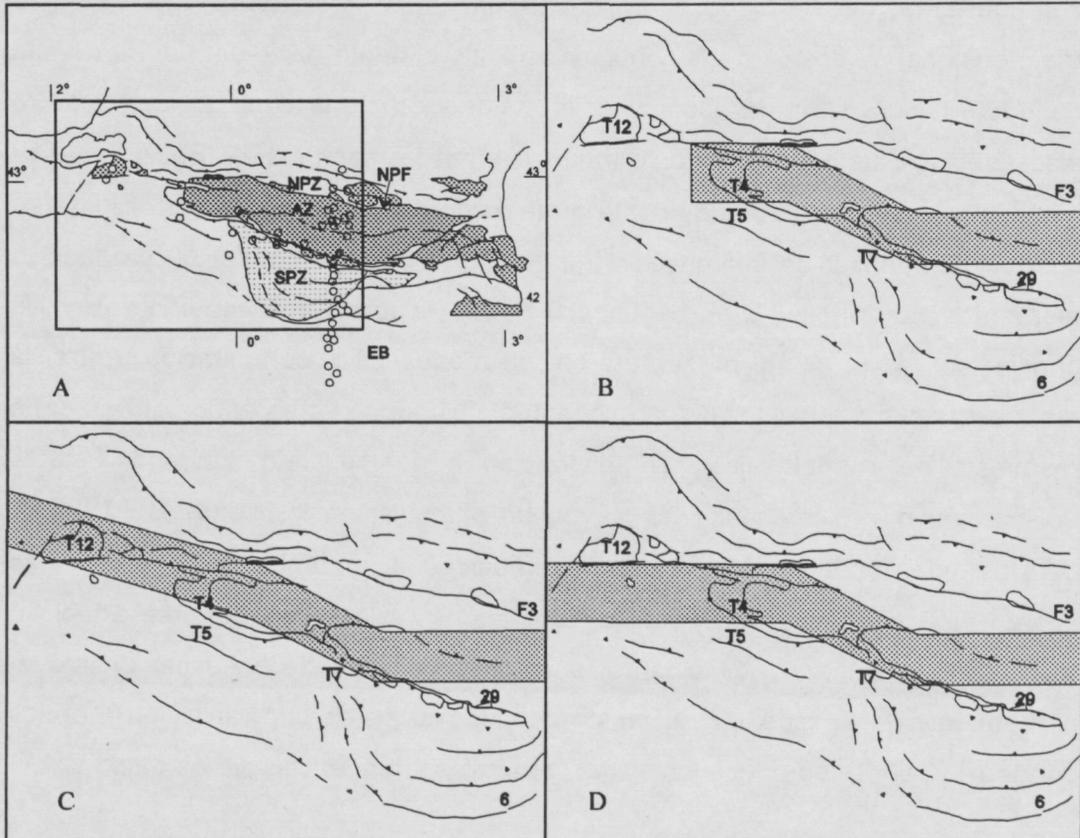
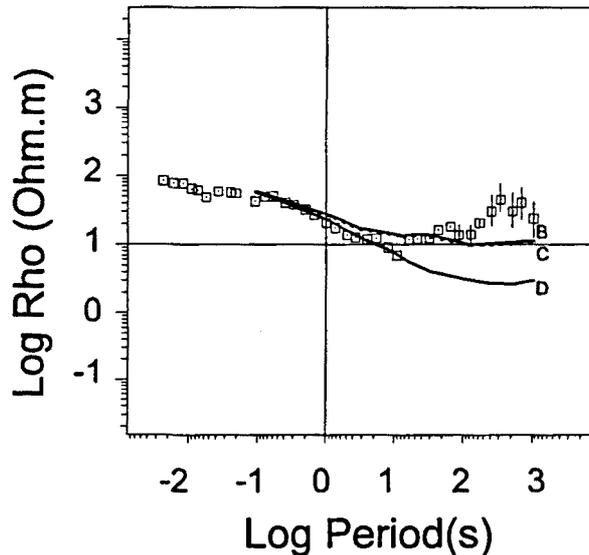


Figura 9.4. (A) Esquema geológico de las principales unidades estructurales de los Pirineos, ver Fig. 6.1 Cap. 6. Los círculos indican la posición de los sondeos magnetotélúricos. EB: Cuenca del Ebro, SPZ: Zona Surpirenaica, AZ: Zona Axial, NPZ Zona Norpirenaica, NPF: Falla Norpirenaica. Recuadro: Vista en planta de la zona modelizada en tres dimensiones. (B) Vista en planta de la zona considerada en el modelo tridimensional y las principales estructuras geológicas. La zona sombreada corresponde a la vista en planta a 50 km de profundidad de la estructura conductora presente en el contacto entre placas en el modelo propuesto en este trabajo (Fig. 9.2). (C) y (D) Modelos alternativos en los que se ha modificado la geometría de la estructura conductora profunda.

observa en la polarización E. En la figura 9.5 se muestran la curva de resistividad aparente experimental de la polarización E y la calculada para el modelo tridimensional de la figura 9.2 y los modelos alternativos. Como se observa en la figura, la curva de resistividad aparente de la polarización E, del modelo alternativo, decrece de manera continuada y los valores de resistividad aparente

para periodos largos son muy inferiores a los de la curva experimental. Este comportamiento es lógico puesto que en este modelo el conductor profundo se encuentra debajo del sondeo. Por lo tanto, la presencia de una estructura de elevada conductividad en la vertical del sondeo T12 es incompatible con los datos magnetotelúricos disponibles.



*Figura 9.5. test de resolución. Curva de resistividad aparente de la polarización E del sondeo T12. (B) Respuesta del modelo de la figura 9.2. (C) Respuesta del modelo alternativo C. (D) respuesta del modelo alternativo D.*

### Modelo 2

En el siguiente test se prolongó la estructura de 3 Ohm.m hacia el oeste, pero en este caso el conductor profundo está situado al sur del sondeo T12 (fig 9.4D). Para este segundo modelo alternativo la respuesta del sondeo T12 es prácticamente idéntica a la obtenida en el modelo de la figura 2 (fig. 9.5). De este hecho se deduce que ambos modelos 9.4B y 9.4D son compatibles con el sondeo T12. Sin embargo, el perfil de sismica de reflexión ECORS-Arzacq realizado en los Pirineos occidentales, muestra que el contacto entre la placa ibérica y la placa europea se halla situado más al norte (Daignieres et al., 1994). Por lo tanto, con los datos magnetotelúricos disponibles, y teniendo en cuenta los resultados del perfil de sismica ECORS-Arzacq, se puede concluir que el

conductor profundo no continua hacia el oeste. Si bien, la corroboración de esta afirmación queda sujeta a la obtención de nuevos sondeos magnetoteléuticos.

## 9.4 Discusión

La presencia de una zona altamente conductora en profundidad en el contacto entre placas se ha interpretado como el resultado de la fusión parcial de la corteza Ibérica subducida. La geometría de esta zona conductora indica que en los Pirineos Centrales esta subducción alcanza por lo menos una profundidad de 80 kilómetros. Sin embargo esto es sólo la mínima cantidad de subducción ya que no hay resolución para distinguir el conductor de 3 Ohm.m y la base del modelo de 7 Ohm.m que se interpreta como la astenosfera. Este valor para la astenosfera está de acuerdo con los valores encontrados por Hjelt y Korja (1993). Este modelo muestra un volumen de subducción mayor que el obtenido a partir de datos sísmicos y coincide con las restituciones de los cabalgamientos de la corteza superior (Muñoz, 1992). La subducción de la corteza inferior de la placa ibérica se habría visto favorecida por la delaminación de la corteza ibérica y por la geometría de las estructuras Hercínicas y Mesozoicas (Muñoz, 1992). El volumen de corteza inferior subducida depende principalmente de la geometría de la corteza inferior antes de la colisión y de su capacidad para acomodar la contracción orogénica sin necesidad de la subducción. Por otra parte, los modelos geodinámicos de colisión calculados por Beaumont y Quinlan (1994) muestran que la subducción de la corteza inferior es compatible con la geometría y estilo de deformación observada en los Pirineos.

La ausencia del conductor profundo en la vertical del sondeo T12 puede atribuirse a los siguientes factores: (1) disminución de la contracción orogénica, y como consecuencia una disminución (ausencia) de la corteza inferior subducida, (2) incremento del espesor cortical durante el Mesozoico previo a la colisión, con lo cual la deformación de la corteza debida a la contracción habría recuperado el espesor normal sin que se produjera una subducción significativa, (3) deformación y aumento del espesor de toda la corteza sin delaminación de la corteza inferior y (4) que las estructuras de contracción hacia el oeste sean más jóvenes, por lo que

todavía no se ha alcanzado el reequilibrio térmico y de momento no se ha iniciado la fusión parcial.

En la transversal del sondeo T4 el acortamiento de Iberia es inferior al que se produjo en los Pirineos Centrales. Este hecho puede verse en las restituciones de cortes compensados (Teixell, 1992, 1996). De acuerdo con esto el volumen de corteza inferior subducida sería inferior al observado en los Pirineos centrales. El acortamiento continúa decreciendo hacia el oeste del sondeo T4 y el adelgazamiento cortical se incrementa en la misma dirección durante la época transtensional (principios del Cretácico) (Canerot, 1989; Daignieres et al., 1994). El espesor de las secuencias del sinrift del Cretácico inferior revelan un adelgazamiento cortical significativo de los Pirineos occidentales. Este hecho fue acomodado en la corteza superior mediante fallas extensionales. La corteza inferior debajo de las cuencas extensivas habrían sido extremadamente adelgazadas debido a efectos de cizalla pura, como muestran los perfiles sísmicos en zonas no deformadas durante la colisión pirenaica, como la cuenca de Parentis y el margen norte del golfo de Vizcaya (Pinet et al., 1987; Le Pichon y Barbier, 1987; Marillier et al., 1988). La combinación de una menor contracción orogénica y una corteza inferior muy delgada o inexistente en las zonas internas de la cadena podrían justificar la ausencia de una corteza inferior subducida en la zona occidental de la cadena.

